

UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA

ANDRÉIA DE ALMEIDA

**ESTUDO DA VARIAÇÃO DO NÍVEL PIEZOMÉTRICO NA REGIÃO DA LAGOA  
BONITA DISTRITO FEDERAL**

PLANALTINA-DF

2013

ANDRÉIA DE ALMEIDA

**ESTUDO DA VARIAÇÃO DO NÍVEL PIEZOMÉTRICO NA REGIÃO DA LAGOA  
BONITA DISTRITO FEDERAL**

Trabalho de Conclusão de Curso  
apresentado ao curso de Gestão Ambiental da  
Universidade de Brasília, como requisito parcial à  
obtenção do título de Bacharel em Gestão  
Ambiental.

Orientador: Carlos Tadeu Carvalho do Nascimento

Planaltina-DF

2013

## FICHA CATALOGRÁFICA

Almeida, Andréia de

Estudo da Variação do Nível Piezométrico na Região da Lagoa Bonita Distrito Federal /Andréia de Almeida. Planaltina – DF, 2013. f. 87.

Monografia - Faculdade UnB Planaltina, Universidade de Brasília.

Curso de Bacharelado em Gestão Ambiental.

Orientador: Carlos Tadeu Carvalho do Nascimento

1. Água Subterrânea. 2. Monitoramento. 3. Modelagem. 4. Planaltina I. Almeida, Andréia de. II. Título.

ANDRÉIA DE ALMEIDA

**ESTUDO DA VARIAÇÃO DO NÍVEL PIEZOMÉTRICO NA REGIÃO DA LAGOA  
BONITA DISTRITO FEDERAL**

Trabalho de Conclusão Curso apresentado ao curso de Gestão Ambiental da Universidade de Brasília, como requisito parcial à obtenção do título de Bacharel em Gestão Ambiental.

Banca Examinadora:

Planaltina-DF, 18 de dezembro de 2013.

---

Prof. Carlos Tadeu Carvalho do Nascimento – UnB

---

Prof. Antônio de Almeida Nobre Junior – UnB

---

Prof. Marco Ianniruberto – UnB

## **AGRADECIMENTOS**

A Deus por me permitir viver, iluminar meus passos e segurar minha mão.

À minha mãe, Sofia, pelo afeto e ternura. Ao meu pai, Janio, pela lição de vida. À minha irmã, Angélica, em quem me espelho, e meu sobrinho, pelo carinho e apoio. A Tiago Borges Kisaka, por seu amor, carinho, compreensão e apoio não apenas emocional, mas também na elaboração deste trabalho. Obrigada por ser bem mais que meu companheiro, ser minha família, e estar ao meu lado me encorajando a continuar.

Aos amigos do curso de Gestão Ambiental pelos momentos compartilhados nos últimos quatro anos. Em particular, agradeço a Adalberto Xaves, Débora da Silva e Vanessa da Silva, por auxiliarem no levantamento dos dados apresentados.

Aos professores, especialmente aqueles do curso de Gestão Ambiental, e demais funcionários da Faculdade UnB Planaltina.

Ao professor Marcelo Ximenes Aguiar Bizerril, pela oportunidade inicial de inserção na vida acadêmica por meio da atividade de extensão.

Ao professor Carlos Tadeu Carvalho do Nascimento, não apenas pela orientação concedida e garantia de estrutura necessária para a realização deste trabalho, mas, em especial, pela dedicação e empenho com realiza seu trabalho.

Aos senhores Homero Salazar e Antônio Nobre, por disponibilizarem suas propriedades para a realização deste estudo. Ao Laboratório de Geociências da Universidade de Brasília, por fornecer o equipamento necessário para levantamento de dados geofísicos. Ao pesquisador da Embrapa Vinícius Bof Buffon, pelo esclarecimento de dúvidas relacionadas à modelagem.

E a todos que contribuíram de maneira direta ou indireta para concretização deste trabalho.

Muito Obrigada!

## RESUMO

A maior parte da água doce disponível no planeta Terra, excetuando-se a parcela contida nas geleiras, consiste em águas subterrâneas, que vem sendo explotadas de maneira cada vez mais intensiva em função do aumento na demanda por recursos hídricos. Quando analisado em relação ao panorama global, o Brasil explora uma parcela considerada pequena de seus recursos hídricos subterrâneos. No Distrito Federal (DF), a utilização deste recurso se intensificou com o aumento da ocupação territorial desordenada nos anos de 1980 e a carência nos serviços de abastecimento público. O fornecimento de informações a respeito do comportamento dos aquíferos é essencial para que se estabeleçam alternativas de gestão e manejo do recurso. Deste modo, o presente estudo foi realizado com o intuito de monitorar o nível freático num aquífero do domínio hidrogeológico poroso na região da Estação Ecológica de Águas Emendadas, no quadrante nordeste do Distrito Federal. Foram realizadas medições diretas em dois poços rasos e levantamentos geofísicos baseados no método da eletrorresistividade, entre 2012 e 2013. Além disso, dados secundários obtidos de trabalhos realizados próximos da área de estudo foram utilizados a fim de se desenvolver um modelo matemático representativo das condições iniciais do aquífero estudado. A modelagem matemática tem sido utilizada no estudo de águas subterrâneas desde a década de 1970, a partir da qual, foi atribuída maior importância do ponto de vista ambiental para a conservação deste recurso. Foi possível concluir com base no monitoramento direto e geofísico a predominância de eventos de recarga e descarga do aquífero local, determinada predominantemente pela sazonalidade marcante evidenciada nas regiões de Cerrado. Além disso, por meio do modelo conceitual e numérico gerados foi possível delimitar espacialmente a distribuição de parâmetros hidrogeológicos (condutividade hidráulica, porosidades efetiva e total e coeficientes de armazenamento e produtividade específica) essenciais para a compreensão do fluxo da água subterrânea.

## **ABSTRACT**

Most of the available fresh water on the planet Earth, except for the portion contained in glaciers, consisting of groundwater, which has been exploited ever more intensively due to the increase in demand for water resources. When analyzed in relation to the overall picture, Brazil explores a small portion considered its groundwater resources. In the District Federal (DF), the use of this resource has intensified with the increase of disordered territorial occupation since 1980 and the lack of public water supply services. Providing information about the behavior of aquifers is essential to establish alternative management and resource management. Thus, this study was performed in order to monitor the water level in the porous aquifer hydrogeological field in the Águas Emendadas Ecological Station region in the northeast quadrant of the District Federal. Direct measurements were performed in two shallow wells and geophysical surveys based on the method of resistivity, between 2012 and 2013. In addition, secondary data obtained from studies conducted near the study area were used to develop a representative mathematical model of the initial conditions of the aquifer studied. Mathematical modeling has been used to study groundwater since the 1970s, from which it was assigned greater importance than environmental point of view to the conservation of this resource. It was concluded based on direct monitoring and geophysical events of the predominance of recharge and discharge of the local aquifer, determined predominantly by the strong seasonality evidenced in the savannah regions. Furthermore, through the conceptual and numerical model was generated spatially delimit the possible distribution of hydrogeological parameters (hydraulic conductivity, effective porosity, and total and storage coefficients and specific productivity) essential for the understanding of groundwater flow.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Ciclo hidrológico. Adaptado de Cederstrom, 1964. ....	19
Figura 2. Representação das zonas de aeração e saturação do subsolo. Fonte Karmann, 2008. ....	20
Figura 3. Localização da área de estudo com ênfase nos poços de monitoramento no Sítio Petrópolis (poço 1) e Fazenda Lagoa Bonita (poço 2). ....	36
Figura 4. Fotografias da área de estudo. ....	37
Figura 5. Mapa de geologia da área de estudo. ....	39
Figura 6. Domínio dos aquíferos porosos e fraturados do Distrito Federal. Adaptado de Lousada e Campos, 2005. ....	40
Figura 7. Mapa hidrogeológico da área de estudo. ....	44
Figura 8. Mapa pedológico da área de estudo. ....	46
Figura 9. Representação esquemática dos poços de monitoramento. ....	48
Figura 10. Levantamento geofísico realizado na Fazenda Lagoa Bonita. ....	49
Figura 11. Equipamento utilizado no levantamento geofísico. ....	50
Figura 12. Etapas para realização da modelagem. Fonte: Anderson & Woessner (1992). ....	52
Figura 13. Gráfico representativo do nível freático monitorado mensalmente em conjunto com dados de precipitação acumulada (mm). ....	54
Figura 14. Gráfico de dispersão dos dados de profundidade de investigação (m) em função da resistividade aparente (Ohm.m) e gráfico de barras representando a profundidade da água na zona saturada (NA) em cada leitura ....	59
Figura 15. Gráficos bilogarátmicos de dispersão, com resistividade aparente (Ohm.m) em função do espaçamento (AB/2).. ....	60
Figura 16. Gráfico com dois eixos: um representando a resistividade aparente média dos valores de AB/2 até 20 metros e outro indicando a precipitação acumulada dos 10 dias anteriores ao ensaio de campo. ....	62
Figura 17. Gráficos bilogarátmico representando o espaçamento de investigação em função da resistividade aparente (dados de campo representados pelos pontos) e em função da resistividade do modelo gerado. ....	64
Figura 18. Camadas geoelétricas. ....	65
Figura 19. Modelo digital de elevação da área de estudo. ....	67
Figura 20. Superfície do modelo indicando variação de altitude (valores mais altos em vermelho e mais baixos em azul escuro) com o contorno da área modelada em destaque. ....	70
Figura 21. Modelo conceitual da área de estudo. ....	71



Figura 22. Distribuição dos valores de condutividades hidráulicas, porosidade (total e efetiva) e armazenamento específico da camada de aeração na área de estudo, com valores mais baixos em azul e mais elevados em vermelho. ....	72
Figura 23. Distribuição dos valores de condutividade hidráulica, porosidade (total e efetiva) e armazenamento específico para zona de saturação, com valores mais baixos em azul e mais elevados em vermelho. ....	73

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Características do domínio poroso no DF. ....	41
Tabela 2. Características do domínio fraturado no DF. ....	42
Tabela 3. Dados de resistividade aparente e suas respectivas profundidades de investigação (AB/4). ....	57
Tabela 4. Parâmetros hidrogeológicos adotados. ....	68
Tabela 5. Valores das variáveis climáticas. ....	69

## LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 1 - Porosidade total como razão do volume de poros e o volume total do meio. ....	23
Equação 2 – Equação da porosidade efetiva. ....	23
Equação 3 – Lei de Darcy .....	24
Equação 4 – Relação entre a condutividade hidráulica, permeabilidade e as propriedades do fluido. ....	25
Equação 5. Cálculo das reservas renováveis do sistema poroso. ....	48

## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>v</b>
<b>RESUMO</b> .....	<b>vi</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>vii</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b>viii</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	<b>x</b>
<b>LISTA DE EQUAÇÕES</b> .....	<b>xi</b>
<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	<b>14</b>
<b>2. JUSTIFICATIVA</b> .....	<b>16</b>
<b>3. OBJETIVO GERAL</b> .....	<b>17</b>
3.1. OBJETIVOS ESPECÍFICOS .....	18
<b>4. REFERENCIAL TEÓRICO</b> .....	<b>18</b>
4.1. OCORRÊNCIA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS E CICLO HIDROLÓGICO .....	18
4.2. AQUÍFEROS .....	21
4.3. RESERVAS HÍDRICAS SUBTERRÂNEAS .....	22
4.4. PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS .....	22
4.4.1. Porosidade .....	23
4.4.2. Permeabilidade .....	23
4.4.3. Lei de Darcy e Condutividade Hidráulica .....	24
4.4.4. Coeficiente de Armazenamento Específico e Coeficiente de Produtividade Específica .....	26
4.5. MODELAGEM MATEMÁTICA .....	26
4.5.1 Modelos Numéricos .....	28
4.5.2. Pacote Computacional Modflow e Programa Visual Modflow Flex .....	29
4.5.3. Etapas para Elaboração do Modelo Matemático .....	29
4.6. MÉTODO ELÉTRICO DE CORRENTE CONTÍNUA .....	31
4.7. ASPECTOS INSTITUCIONAIS E LEGAIS DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS .....	33
4.7.1. Legislação Federal .....	33
4.7.2. Legislação do Distrito Federal .....	34
<b>5. MATERIAL E MÉTODOS</b> .....	<b>35</b>
5.1. ÁREA DE ESTUDO .....	35
5.1.1. Clima .....	37
5.1.2. Geologia .....	37
5.1.3. Hidrogeologia .....	40
5.1.4. Solos .....	45
5.2. METODOLOGIA .....	47
5.2.1. Monitoramento do Nível da Água .....	47

5.2.2. Levantamento Geofísico .....	49
5.2.3. Elaboração dos Mapas e do Modelo de Elevação do Terreno .....	50
5.2.4. Levantamento de Dados Complementares.....	51
5.2.5. Modelagem Conceitual e Numérica.....	51
<b>6.RESULTADOS E DISCUSSÃO .....</b>	<b>53</b>
6.1. MONITORAMENTO DO NÍVEL DA ÁGUA .....	53
6.2 LEVANTAMENTO GEOFÍSICO .....	56
6.3. MODELO DE ELEVAÇÃO DO TERRENO.....	66
6.4. LEVANTAMENTO DE DADOS COMPLEMENTARES .....	68
6.5. MODELAGEM CONCEITUAL E NUMÉRICA .....	69
<b>7. CONCLUSÃO .....</b>	<b>74</b>
<b>8. CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES .....</b>	<b>74</b>
<b>REFERÊNCIAS.....</b>	<b>76</b>

## 1. INTRODUÇÃO

Apenas 1% do total de água doce existente consiste em recursos hídricos aproveitáveis pela humanidade (Hirata, 2008). Estes recursos são especialmente “águas interiores”, isto é, que estão presentes em mananciais superficiais e subterrâneos nos domínios terrestres (continentes e ilhas) e que são considerados de fácil acesso (Lima, 2001).

Os mananciais subterrâneos são constituídos pela porção de água que infiltra no solo e excede sua capacidade de campo, percolando para a zona de saturação (Maksoud, 1961). A capacidade de campo é uma propriedade do solo que corresponde ao volume de água absorvido pelo mesmo antes de saturar (Karmann, 2008). Os mananciais superficiais de água doce, por sua vez, são constituídos pelas águas que fluem na superfície em córregos, rios, lagos, áreas úmidas e estuários (Miller, 2008).

Pelo fato das águas superficiais estarem visíveis, imagina-se que estas sejam a maior fonte de abastecimento das necessidades humanas. Contudo, segundo Manoel-Filho (1997), mais de 97% da água doce disponível no planeta, excetuando-se a parcela contida nas calotas polares, é encontrada no subsolo. Segundo estimativas da Unesco/Who/Unep (1992), entre 1970-1992 foram perfurados 300 milhões de poços que passaram a abastecer 50% da população do planeta e irrigar cerca de 90 milhões de hectares.

No Brasil as águas subterrâneas tem sido progressivamente explotadas totalizando, pelo menos, 416 mil poços cadastrados, com um aumento anual de 10.800 novas captações, que atendem de 30 a 40 % da população (Hirata, Zoby e Oliveira, 2010). No estado de São Paulo cerca de 460 municípios, ou seja, 72% do Estado são, total ou parcialmente, abastecidos por água subterrânea, o que corresponde a uma população de quase 5,5 milhões de pessoas (Rocha, 2005).

Segundo Campos (2004), a água subterrânea passou a desempenhar papel de maior importância no abastecimento público do Distrito Federal (DF) a partir da década de 1980, em função do aumento da densidade populacional em áreas fora do alcance do Sistema Integrado de Abastecimento da Companhia de Saneamento de Brasília (CAESB).

Apesar do aumento na demanda por recursos hídricos subterrâneos, observa-se uma carência de estudos relacionados ao potencial hídrico dos aquíferos na região no Distrito Federal, incluindo o estágio de exploração e a necessidade de proteção das reservas subterrâneas, dentre outras informações necessárias para a utilização sustentável deste recurso (Zoby e Duarte, 2001).

O termo água subterrânea foi adotado na década de 1960, marcando o início de uma nova abordagem para as águas contidas no subsolo (Rebouças, 2006b). A partir dos anos de 1970 estes recursos passaram a ser analisados não apenas em função da necessidade de abastecimento humano, mas também considerando aspectos da qualidade e sua função ambiental (Rebouças, 2006b). Deste modo, a hidrologia subterrânea ou hidrogeologia enfatizou uma abordagem multidisciplinar integrada, compreendendo várias especialidades no estudo destes recursos, dentre elas a modelagem matemática de fluxo (Rebouças, 2006b).

De acordo com Cabral e Demétrio (1997), em geral, os modelos são considerados ferramentas que auxiliam o planejamento e a previsão de situações reais. A utilização de modelos na área de recursos hídricos passou a auxiliar na formulação de cenários quanto ao seu uso (Almeida, 2006). Atualmente os modelos matemáticos têm sido amplamente aplicados para estudos de fluxo de água subterrânea (Gao, 2011; Ireson, *et al*, 2013; Levy e Xu, 2012; Kelson, 2012; Rodriguez *et al*, 2007).

No Brasil, devido à falta de dados direcionados à compreensão dos aquíferos, a avaliação da redução nos níveis de rios e a análise da variação das vazões em função do tempo são os métodos disponíveis mais consistentes para se avaliar as recargas efetivas da água subterrânea nas bacias hidrográficas (Hirata, Zoby e Oliveira, 2010). Porém, a aplicação de modelos, tanto conceituais quanto numéricos, tem se difundido atualmente a fim de auxiliar na análise do potencial hídrico e nas proposição de cenários tendo em vista o aumento das captações subterrâneas (Souza, 2007; Fernandes *et al*, 2011; Gomes e Castro, 2002).

Diante deste panorama, o presente trabalho pretende auxiliar na compreensão do comportamento do nível da água no aquífero poroso entre agosto de 2012 e setembro de 2013, nas proximidades da Estação Ecológica de Águas Emendadas (ESECAE) em Planaltina - DF.

## 2. JUSTIFICATIVA

As águas subterrâneas contribuem de maneira significativa para o ciclo hidrológico e abastecem cerca de metade da população mundial, especialmente nas regiões semi-áridas (Mierzwa e Hespanhol, 2005). Atualmente, nos Estados Unidos, a água bombeada de aquíferos abastece a zona rural quase que em sua totalidade, sendo responsável por 43% da irrigação, e representa um quinto da água potável que abastece as regiões urbanas (Miller, 2008).

Em pequenas ilhas, cujo aumento populacional e a demanda por água doce tem se intensificado, conforme mencionado em Banerjee e Singh (2011), a água subterrânea é a única fonte disponível para atender a necessidade de abastecimento doméstico, além de outras finalidades. Por ser um recurso estratégico, deve-se salientar a necessidade de informações a cerca do comportamento do aquífero e a proposição de medidas de manejo para o mesmo.

De acordo com dados do IBGE (2008), aproximadamente 65,5% da população brasileira é abastecida, para fins domésticos, com água subterrânea, sendo que 7% utilizam poços rasos, 12% são abastecidos diretamente de nascentes ou fontes e 47,5% por meio de poços profundos.

Os principais usos da água subterrânea no Distrito Federal, segundo banco de dados da Agência Reguladora de Águas e Saneamento do Distrito Federal (ADASA), incluem o abastecimento doméstico, uso industrial e irrigação (Mello e Castro, 2011). Em decorrência dos tipos de aquíferos existentes no Distrito Federal e da limitada capacidade de reservação e circulação, a água subterrânea deve ser utilizada como um recurso estratégico aplicado a setores específicos da economia ou como fonte de abastecimento de pequenos centros urbanos e núcleos rurais (Campos, 2004).

Embora sejam conhecidos os potenciais econômicos, políticos, sociais e ambientais das águas subterrâneas, observam-se poucos avanços em termos de legislação para manejo desse importante recurso natural. Com isso, identifica-se um cenário de utilização desordenada que ameaça consideravelmente a sustentabilidade hídrica dos mananciais superficiais que, por sua vez, são abastecidos pelos recursos subterrâneos (Guimarães e Ribeiro, 2009).



Com isso torna-se necessária a gestão ambiental dos recursos hídricos subterrâneos. O termo gestão ambiental defini administração da capacidade de suporte do ambiente a fim de equilibrar a relação entre escassez e abundância dos recursos naturais com foco na sustentabilidade. Observa-se, deste modo, dentre as atribuições do gestor ambiental a realização do monitoramento ambiental.

Deste modo, o monitoramento da água subterrânea representa uma etapa essencial para o processo de gestão e manejo deste recurso em observância às exigências de outorga, fornecendo assim informações a respeito da reserva de água e facilitando a proposição de cenários a respeito de sua utilização. Com relação à área de estudo, o fornecimento de informações hidrogeológicas é importante tanto no aspecto social quanto ambiental. Sabe-se que a atividade agropecuária e os centros urbanos presentes na área estão vinculados ao aproveitamento da água subterrânea.

Além disso, a área de estudo situa-se nas proximidades do polígono menor da Estação Ecológica de Águas Emendadas (ESECAE). Esta região caracteriza-se pela ocorrência de lagoas predominantemente alimentadas por águas subterrâneas (Moraes e Campos, 2008). No interior da ESECAE observa-se ainda importante fenômeno hidrológico onde, em função das condições topográficas, uma nascente drena para regiões opostas alimentando duas grandes bacias brasileiras: uma na direção norte (bacia Tocantins/Araguaia) e outra para o sul do país(bacia Paraná) (Salgado e Galinkin, 2008).

Desse modo, o presente estudo, bem mais que realizar o monitoramento ambiental da área, visa propor informações que acrescidas as já existentes, colaborem para o processo de manejo e gestão das águas subterrâneas na região. O correto gerenciamento das taxas de exploração da água neste aquífero pode favorecer a continuidade do ciclo hidrológico existente e o suprimento igualitário das necessidades advindas do uso da água para a comunidade presente e futura.

### **3. OBJETIVO GERAL**

O objetivo do trabalho foi estudar o comportamento do nível da água subterrânea do aquífero livre no domínio hidrogeológico poroso ao longo de 13

meses, entre agosto de 2012 e setembro de 2013, nas proximidades da Estação Ecológica de Águas Emendadas (ESECAE), em Planaltina (DF).

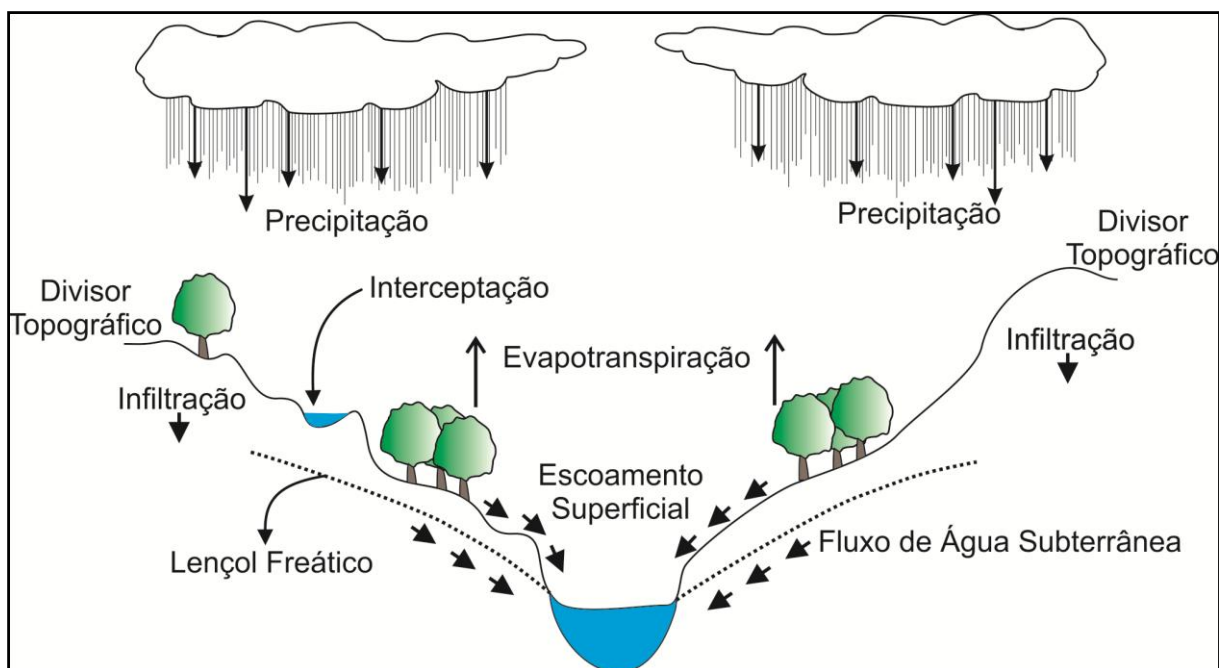
### 3.1. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Analisar a variação mensal do nível de água subterrânea na área de estudo;
- Estimar a reserva explotável do sistema P1 no domínio aquífero poroso da área estudada;
- Comparar os resultados obtidos por meio de método direto (medição do nível da água nos poços) e indireto (ensaio geofísico) para o levantamento de informações hidrogeológicas;
- Modelar as condições iniciais da água subterrânea por meio do método numérico de diferenças finitas utilizando o programa Visual Modflow 3.1;

## 4. REFERENCIAL TEÓRICO

### 4.1. OCORRÊNCIA DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS E CICLO HIDROLÓGICO

Como afirma Cederstrom (1964), as ações de todos os fatores hidrogeológicos em conjunto formam um ciclo que considera: a origem das chuvas na evaporação dos oceanos, sua precipitação na terra, infiltração, escoamento superficial e, até novamente retornar as fontes e mares, com algumas interrupções ao longo do processo (Figura 1). Para Maksoud (1961), “a água de todas as bacias fluviais faz parte de um gigantesco sistema circulatório conhecido como ciclo hidrológico”.



**Figura 1.** Ciclo hidrológico. Adaptado de Cederstrom, 1964.

A água subterrânea também participa do ciclo hidrológico. Uma porção da água precipitada escoa pelo solo e outra parte infiltra nas camadas inferiores. Da fração infiltrada, como observado na Figura 2, uma parte é retida pelas forças de atração molecular, elevando o teor de umidade quando comparado ao período de estiagem. Este fenômeno ocorre na zona de aeração do solo, que se constitui por uma camada superior de umidade do solo, uma zona intermediária e uma zona de capilaridade (Lima, 2008; Cederstrom, 1964).

A água no solo ou zona de umidade é caracterizada pela predominância de matéria orgânica, sendo bem intemperizada e porosa. A camada intermediária, localizada entre a zona de umidade e a zona de capilaridade é pouco diferente da camada superior, sendo sua água drenada lentamente para as camadas inferiores pela ação da gravidade. A franja de capilaridade, por sua vez, é a região onde a água presente nas camadas inferiores é elevada por evaporação para as aberturas superiores do solo (Lima, 2008).



processo de influência ocasiona a diminuição da vazão do rio à jusante, com infiltração da água para o aquífero.

#### 4.2. AQUÍFEROS

Os aquíferos são formações geológicas que armazenam água, permitindo movimentação de quantidades significativas de água no seu interior em condições naturais (Manoel-Filho, 1997). O estudo dos aquíferos com a finalidade de propor exploração adequada e proteção dos recursos hídricos subterrâneos é um dos principais objetivos da hidrogeologia (Karman, 2009).

Os aquíferos podem ser caracterizados como confinados, suspensos ou livres. O aquífero confinado, também denominado aquífero sob pressão, ocorre quando uma camada permeável (aquífero) está localizado entre duas camadas pouco permeáveis ou impermeáveis (Karman, 2009). Neste caso a pressão da água no topo é maior do que a pressão atmosférica (Manoel-Filho, 1997b). Os aquíferos suspensos são representados pela água acumulada na zona insaturada, formando níveis de aquíferos livres acima da zona de saturação (Karman, 2009).

Em aquíferos livres ou não confinados, por sua vez, não existe camada limitante na fase superior (Manoel-Filho, 1997b). O limite superior do aquífero livre é definido pela própria superfície freática (Manoel-Filho, 1997b; Karman, 2009). A posição do lençol freático é definida pelo regime de fluxo subterrâneo, pela pressão atmosférica (Manoel-Filho, 1997b) além dos fatores topográficos, uma vez que, em geral as águas subterrâneas tendem a acompanhar a conformação da superfície do solo.

De acordo com Karman (2009), em função dos três tipos fundamentais de porosidade do subsolo identificam os aquíferos de porosidade intergranular (poroso), de fraturas (fraturado) e de condutos (cársticos)

Os aquíferos porosos ocorrem em rochas sedimentares, sedimentos e solo arenoso, descomposto in situ. Aquíferos fraturados ou fissurais, por sua vez, são identificados em rochas ígneas e metamórficas. A capacidade destas rochas de acumularem água está relacionada à quantidade de fraturas, suas aberturas e intercomunicação (Manoel-Filho, 1997b). Já os aquíferos cársticos são considerados um tipo peculiar de aquífero fraturado, onde rochas carbonatadas são dissolvidas

pela água, tornando-se condutos preferenciais de armazenamento para água subterrânea (Karman, 2009).

#### 4.3. RESERVAS HÍDRICAS SUBTERRÂNEAS

Para que os recursos hídricos subterrâneos sejam quantificados é essencial que se compreenda os tipos de reservas hídricas existentes. Segundo Costa (1997), a escola francesa classifica as reservas hídricas em reguladoras ou renováveis, permanentes ou seculares, totais ou naturais e explotáveis ou de recursos.

As reservas reguladoras compreendem a quantidade de água livre armazenada pelo aquífero com uma recarga importante por alimentação natural, sendo assim influenciadas pelas variações sazonais de precipitação (Costa, 1997). As reservas permanentes, por sua vez, são formadas pelas águas acumuladas que não variam em função da sazonalidade, porém circulam lentamente participando do ciclo hidrológico (Costa, 1997).

Somando-se as reservas reguladoras às permanentes têm-se as reservas totais ou naturais, isto é, toda a água contida no aquífero. As reservas de exploração, porém, referem-se à quantidade máxima de água que pode ser explotada de um aquífero, mantendo sua capacidade de suporte (Costa, 1997), sendo constituídas pelas reservas reguladoras e parte das reservas permanentes. No entanto, Campos e Freitas-Silva (1998) consideram as reservas explotáveis como sendo equivalentes às reservas renováveis. Contudo, independente no valor adotado, as reservas explotáveis devem ser assumidas como valores de referência para o manejo adequado dos recursos hídricos subterrâneos (Costa, 1997).

Com relação aos aquíferos porosos existem fórmulas para quantificação das reservas hídricas. Para o sistema fraturado, por sua vez, realiza-se apenas uma estimativa com base nos valores de reserva calculados para o domínio poroso e dados de balanço hídrico.

#### 4.4. PARÂMETROS HIDROGEOLÓGICOS

Os aquíferos são caracterizados por parâmetros dimensionais como extensão, espessura e geometria os quais são condicionados pela geologia estrutural, estratigrafia e parâmetros hidrodinâmicos tais como porosidade,

permeabilidade, condutividade hidráulica, Lei de Darcy, continuidade de fluxo e coeficiente de armazenamento (Souza, 2007).

#### **4.4.1. Porosidade**

A porosidade total de um solo é uma propriedade física definida pela relação entre o volume de poros e o volume total do mesmo (Karmann, 2008), variando em função do tamanho dos grãos (Equação 1). Quando os grãos são diversos, a porosidade tende a ser menor do que em caso de grãos uniformes, uma vez que grãos menores ocupam os lugares vazios existentes (Cabral, 1997).

**Equação 1** - Porosidade total como razão do volume de poros e o volume total do meio.

$$n = \frac{V_v}{V}$$

Onde:

$n$  = porosidade total

$V_v$  = volume de vazios

$V$  = volume total

Em estudos hidrogeológicos, tem-se a necessidade de definição da porosidade efetiva, que consiste na quantidade de água fornecida por unidade de volume do material (Cabral, 2007). A porosidade efetiva é a razão entre o volume de água drenada de uma amostra e o volume total para saturação da amostra (Equação 2). Somando-se a porosidade efetiva com o volume de água retida na amostra (retenção específica), tem-se a porosidade total.

**Equação 2** – Equação da porosidade efetiva.

$$n_e = \frac{V_d}{V}$$

Onde:

$n_e$  = porosidade efetiva

$V_d$  = volume de água drenada por gravidade

$V$  = volume total

#### **4.4.2. Permeabilidade**

A propriedade dos materiais em conduzirem água é denominada permeabilidade, e depende do tamanho dos poros e da conexão entre eles

(Karmann, 2008). A permeabilidade dos solos depende do material predominante em sua composição. Deste modo, sedimentos argilosos apesar da grande quantidade de poros, possuem baixa permeabilidade em função do tamanho reduzidos dos mesmos. Material de formação arenoso ou com presença de fraturas apresenta maior permeabilidade em função da facilidade de passagem da água (Karmann, 2008).

A permeabilidade é definida como o volume de fluido que irá percorrer uma unidade de área por unidade de tempo em função da viscosidade dinâmica e de densidade do fluido. Diferentemente da condutividade hidráulica, a permeabilidade é uma propriedade intrínseca da rocha, sendo representada em metros quadrados (Lamari, 2000). Deste modo, o solo pode ser classificado como permeável e impermeável. Nos solos permeáveis a velocidade de fluxo dos fluidos fica entre 0.005 e 1,5 m/dia. Já naqueles e impermeáveis a velocidade é menor que 0.005 m/dia (Lamari, 2000).

#### **4.4.3. Lei de Darcy e Condutividade Hidráulica**

A água subterrânea flui das zonas de recarga para as zonas de descarga (Mousinho, 2012). Segundo Fetter (1994), o fluxo da água subterrânea decorre da variação de energia no espaço em que ela se encontra, fluindo assim das regiões de maior energia para regiões de menor energia, buscando equilíbrio energético.

Para Lamari (2000), a diferença de pressão entre dois pontos situados a uma distância “L” em um lençol freático é determinada pela diferença de altura “h” entre eles. Essa altura é denominada carga hidráulica. O mergulho do lençol freático é chamado de gradiente hidráulico e é dado pela relação “h/L.”

A equação que relaciona a velocidade do movimento da água subterrânea (v) ao gradiente hidráulico (h/L) é conhecida como Lei de Darcy. Segundo Cederstrom (1964), Darcy provou que o fluxo de água em tubos capilares preenchidos com areia variava diretamente com o declive hidráulico, e formulou a Lei de Darcy, presente na Equação 3.

**Equação 3 – Lei de Darcy**

$$V = \frac{k \times h}{L}$$



A condutividade hidráulica ( $k$ ) é definida como o volume de água que flui por meio de uma unidade de área do solo por unidade de tempo, sob uma unidade de gradiente hidráulico, numa temperatura específica (Lamari, 2000). As unidades de condutividade são dadas em metros por segundo ou metros por dia.

A condutividade hidráulica ou coeficiente de proporcionalidade hidráulica refere-se à velocidade aparente do fluido por gradiente hidráulico unitário, demonstrando a facilidade dos aquíferos conduzirem água. A condutividade depende das características do meio (permeabilidade, porosidade e tamanho das partículas e sua distribuição) e também das propriedades do fluido (Cabral, 1997; Lamari, 2000).

Por meio da Equação 4 pode-se relacionar condutividade com a permeabilidade ( $P$ ) e as propriedades do fluido. Neste caso, tem-se que a condutividade hidráulica resulta do produto da permeabilidade do meio pela densidade do fluido ( $p$ ) e o quociente da aceleração devida à gravidade ( $g$ ) pela viscosidade dinâmica do fluido ( $n$ ).

**Equação 4** – Relação entre a condutividade hidráulica, permeabilidade e as propriedades do fluido.

$$K = \frac{P \times p \times g}{n}$$

A temperatura é o fator que mais afeta as duas propriedades dos fluidos. Um aumento de 5°C para 30°C pode dobrar o valor de  $K$  e aumentar duas vezes a velocidade com que a água flui (Lamari, 2000). A direção na qual a água subterrânea flui é representada pela direção de máximo mergulho do lençol.

Em função da condutividade hidráulica os aquíferos podem ser classificados quanto às características de anisotropia, heterogeneidade e seus opostos (isotropia e homogeneidade). Em estudos de águas subterrâneas o termo heterogeneidade é empregado quando a condutividade hidráulica é diferente entre dois pontos de um mesmo aquífero. O termo anisotropia, por sua vez, é aplicado quando certa determinada propriedade varia em função da direção, sendo considerada uma propriedade vetorial (Hirata, 2008).

#### **4.4.4. Coeficiente de Armazenamento Específico e Coeficiente de Produtividade Específica**

A capacidade de armazenar e transmitir água é uma das mais importantes propriedades dos aquíferos, sendo expressa por meio de um parâmetro denominado coeficiente de armazenamento. O coeficiente de armazenamento ( $S_s$ ) específico pode ser definido como o volume de água absorvido ou expelido pelo aquífero por unidade de área superficial, quando submetido a uma variação unitária da altura piezométrica (Hirata, 2013b).

Segundo Manoel-Filho (1997b), o armazenamento específico de um aquífero saturado é definido como o volume de água liberado por um volume unitário do aquífero submetido a um decréscimo unitário de carga hidráulica

Para aquíferos livres, o coeficiente de armazenamento pode também ser chamado de produção específica (specific yield –  $S_y$ ), que é o volume de água liberado de um volume unitário de aquífero saturado drenado pela queda no lençol freático (Bouwer, 1978).

O mecanismo de liberação de água nos aquíferos confinados é bem diferente dos casos de aquíferos livres. Nos aquíferos livres a água é liberada para poços ou fontes, principalmente em função da drenagem dos poros. Com intensificação da exploração, os vazios passam a ser ocupados pelo ar e nível freático fica mais baixo (Manoel-Filho, 1997b).

#### **4.5 MODELAGEM MATEMÁTICA**

A modelagem pode ser considerada um instrumento para a pesquisa científica (Christofolletti, 1999), cuja função é a representação aproximada da realidade, podendo ser empregado para simular cenários e fazer previsões (Wang e Anderson, 1982). Em hidrogeologia, os modelos são aplicados em problemas de fluxo e transporte de contaminantes (Fragoso et al, 2009). Desse modo, os dados fornecidos possibilitam planejamento racional do aproveitamento dos recursos hídricos em questão (Souza, 2007).

Conforme critérios de procedimentos metodológicos os modelos podem ser agrupados em três grandes categorias: físicos, analógicos e matemáticos. O modelo físico constitui a representação em escala laboratorial dos processos estudados. O modelo analógico consiste na representação de certos fenômenos a partir de outros

em menor escala, por analogia com as leis físicas que regem estes fenômenos (Wang e Anderson, 1982).

Nos modelos matemáticos, os processos de natureza física são representados por formulações matemáticas. Este tipo de modelo teve seu desenvolvimento alicerçado pelo desenvolvimento de computadores mais potentes, uma vez que os modelos matemáticos, na maioria dos casos, requerem a solução de um grande número de equações. Os modelos matemáticos podem ser divididos em duas grandes categorias: modelos analíticos e numéricos. O modelo matemático se compõe a partir dos seguintes elementos: equações governantes, condições de contorno e condições iniciais (para problemas transientes, isto é, com variação temporal).

Patankar (1980) afirma que as equações governantes são equações diferenciais parciais que satisfazem um princípio de conservação. Diante deste princípio, as formulações de um modelo matemático, em essência, trabalham com balanço de massa ou energia. Para Wang & Anderson (1982), a equação governante que representa o fluxo de água subterrânea, em sua forma analítica, é derivado da combinação da Lei de Darcy com a conservação de massa.

As condições de contorno, por sua vez, além de elementos físicos tais como falhas geológicas e rios, são, em modelos matemáticos, expressões matemáticas que explicitam certos parâmetros específicos conhecidos do modelo. Matematicamente, como explicitado por Franke et al (1987), as condições de contorno são de três tipos principais.

Tipo I - Contorno de carga hidráulica especificada ou carga hidráulica constante (condição de Dirichlet);

Tipo II - Condição de contorno de fluxo especificado (Condição de Neumann), que pode ser nulo ou não;

Tipo III - Condição de fluxo dependente da carga (condição de Cauchy).

As condições iniciais são componentes essenciais em modelos transientes. A simulação em regime transiente requer, no início da simulação, uma distribuição de carga hidráulica, uma vez que os valores de cargas hidráulicas calculadas em um determinado passo de tempo são dependentes dos valores de carga hidráulica do passo anterior.

Deste modo torna-se necessária a existência de valores de carga hidráulica ou a concentração de soluto no início da simulação. Um procedimento comum é a simulação em regime permanente para obtenção de valores de cargas no início da simulação.

#### **4.5.1 Modelos Numéricos**

Os modelos numéricos diferem dos modelos analíticos por realizarem sua simulação em intervalos discretos. O processo de discretização, que caracteriza os modelos numéricos, resulta da segmentação do domínio simulado em intervalos finitos. Este processo envolve o truncamento de equações parciais diferenciais em equações algébricas simples, o que resulta em soluções aproximadas. Deste modo, quanto menor o intervalo discreto do modelo, maior sua aproximação com a solução analítica e com a situação real (Cabral e Demétrio, 1997).

Na simulação numérica, onde os diversos elementos deste domínio se inter-relacionam, cria-se uma rede de equações com incógnitas a serem solucionadas. Por este motivo, o desenvolvimento de computadores de alta performance, por volta dos anos 60, permitiu o desenvolvimento de modelos numéricos, inclusive para problemas hidrogeológicos (Wang & Anderson, 1982).

A discretização dos métodos numéricos permite que problemas relacionados à heterogeneidade, à anisotropia e aos contornos irregulares do domínio sejam representados, uma vez que regiões diferenciadas podem ser individualizadas.

Os Métodos mais utilizados para problemas hidrogeológicos são o método das diferenças finitas e o método de elementos finitos. A base do método de diferenças finitas é que funções variáveis contínuas que descrevem um determinado comportamento são substituídas por funções definidas de pontos em uma grade dentro de um domínio de interesse (Fragoso, 2009). O método das diferenças finitas baseia-se na aproximação de equações diferenciais parciais em um conjunto de equações algébricas inter-relacionadas entre si, que representam elementos discretos de espaço e tempo.

Cada uma destas equações algébricas geradas pela aproximação das equações diferenciais de fluxo possui uma incógnita a ser solucionada. Em modelos de fluxo de água subterrânea, estas incógnitas são representadas por pontos discretos no domínio simulado, denominados nós e normalmente representam a

carga hidráulica. Os valores atribuídos a estes nós são considerados constantes em toda região que os mesmos representam. Estas regiões, por sua vez, são constituídas por células ou quadriculas delimitadas por uma malha previamente estabelecida, que pode ter espaçamento constante ou irregular entre as linhas.

#### **4.5.2. Pacote Computacional Modflow e Programa Visual Modflow Flex**

O pacote computacional mais difundido atualmente para modelagem de fluxo de água subterrânea e transporte de partículas é o MODFLOW, escrito originalmente em linguagem FORTRAN 77 e desenvolvido por McDonald & Harbaugh (1988).

O MODFLOW é composto de códigos, em forma modular, que solucionam os problemas de fluxo tridimensionalmente, em diferenças finitas implícitas, com bloco de nó centrado. A característica principal deste pacote computacional é sua natureza modular. Cada módulo no MODFLOW contém códigos criados para representação de problemas específicos dentro do modelo.

O MODFLOW 2000, versão utilizada neste trabalho, é dotado de 5 algoritmos de solução numérica: SOR (Slice-Sucessive Overrelaxation), SIP (Strongly Implicit Procedure), LMG (Algebraic MultGrid), WHS (Bi-Conjugated Stabilized Gradient) e PCG2 (Conjugated Gradient).

O programa Visual MODFLOW Flex, por sua vez, é uma interface gráfica do MODFLOW, desenvolvida pela empresa canadense Waterloo Hydrogeologic Inc (Schlumberger Water Services, 2012), que opera em plataforma WINDOWS e foi utilizado na realização deste trabalho,

A vantagem oferecida por este software é a visualização gráfica do modelo, permitindo maior interatividade com o usuário, possibilitando a elaboração e simulação de problemas em tempo reduzido. Permite também acelerado ajuste dos parâmetros do modelo, inclusive com a utilização de ajustes automáticos destes parâmetros, visando a calibração pelo método da inversão.

#### **4.5.3. Etapas para Elaboração do Modelo Matemático**

A modelagem de água subterrânea baseia-se na avaliação das informações da geologia, hidrologia de superfície e hidrologia subterrânea, envolvendo várias etapas, que vão desde a definição dos objetivos até a apresentação dos resultados (Cabral e Demétrio, 1997).

Após a definição dos objetivos deve-se elaborar um modelo conceitual. O modelo conceitual baseia-se nas concepções teóricas para caracterizar e interpretar os fenômenos modelados (Chirstofoletti, 1999) Este é concebido após análise de perfis dos poços, dados de testes de aquífero, mapas potenciométricos, precipitação, evapotranspiração, infiltração, cursos d'água, etc. Nessa fase é determinada a geometria do sistema, condições iniciais e de contorno, os prováveis parâmetros hidrodinâmicos, condições de recarga e bombeamentos e a interconexão hidráulica (Rushton, 2005).

Posteriormente deve-se selecionar um modelo matemático que expresse o modelo conceitual de forma mais adequada possível. Cabral e Demétrio (1997) afirmam que esta fase tornou-se fácil devido à existência de pacotes computacionais de fácil manuseio.

A esquematização da modelagem matemática consistirá de (Cabral e Demétrio, 1997; Rushton, 2005):

- Equações algébricas ou diferenciais que caracterizem o fluxo ou os processos de transporte;
- Geometria do Modelo (forma, topo e base do aquífero);
- Discretização da área modelada;
- Parâmetros hidrodinâmicos;
- Condições de contorno que definam as entradas no sistema tal como recarga (precipitação e infiltração) e saídas tais como descargas (poços, fontes, e evapotranspiração);
- Condições iniciais que retratem o estado do sistema anteriormente às informações que se pretende analisar;
- Seleção do intervalo do tempo de simulação (time-step).

Em seguida, deve-se realizar a calibração do modelo, onde a resposta gerada é comparada com os dados de campo (Cabral e Demétrio, 1997). Na calibração se procura ajustar os parâmetros do modelo para que os resultados obtidos se aproximem da melhor forma possível dos dados medidos em campo. Após a calibração com um conjunto de dados de campo, pode ser feito um processo de validação utilizando outro conjunto de dados de campo. Caso estes demonstrem

bom ajuste em relação aos valores reais observados o modelo é válido para analisar o problema em estudo.

Seguinte ao processo de calibração-validação ocorre a previsão que corresponde a resposta da simulação do sistema aquífero às alternativas de planejamento e gerenciamento dos recursos de água subterrânea. As imprecisões da modelagem podem ser corrigidas se as simulações forem repetidas sistematicamente ao longo do tempo, à medida que novos dados de campo sejam incorporados ao banco de dados. A este procedimento chamamos de verificação ao longo prazo (Cabral e Demétrio, 1997).

A análise de sensibilidade avalia o grau de dependência dos resultados da simulação frente a determinados parâmetros de entrada do modelo. A análise de sensibilidade permite ainda esboçar o grau de incerteza contida nestes parâmetros. Estas incertezas decorrem do fato de não ser possível adotar os valores reais e a distribuição dos parâmetros hidrogeológicos dentro do domínio simulado. Tendo em vista que o modelo calibrado é influenciado por estas incertezas, faz-se necessário mensurar sua influência nos resultados da simulação (Cabral e Demétrio, 1997).

#### 4.6. MÉTODO ELÉTRICO DE CORRENTE CONTÍNUA

O estudo dos aquíferos pode ser feito por meio de investigação direta, empregando-se estratégias de amostragem e análise da água, ou por meios indiretos, destacando-se neste caso a utilização de métodos geofísicos (Fetter, 1994; Manoel Filho, 1997).

Métodos geofísicos são conjuntos de técnicas utilizadas para determinar indiretamente a natureza de estruturas subsuperficiais. Cada método fundamenta-se na detecção da variação espacial de um parâmetro físico do substrato. O método geofísico mais empregado em estudos relativos à água subterrânea baseia-se em medições da resistividade elétrica da subsuperfície, ou seja, da resistência à passagem de corrente elétrica através do subsolo (Telford *et al.* 1990).

A resistividade é inversamente proporcional ao volume de água presente no solo ou na rocha e ao conteúdo de material em solução nesta água (Braga, 2007). No caso dos solos, a dimensão de suas partículas constituintes também tem influência no valor da resistividade, uma vez que quanto menor o tamanho das

partículas, maior a retenção de umidade e, portanto menor a resistividade (Nascimento et al, 2004).

Existe grande número de trabalhos publicados demonstrando a adequação deste método ao objetivo de se conhecer a profundidade da água subterrânea (Cutrim e Shiraiwa, 2011; 2005; Nyquist et al, 2008; Zhou et al, 2001; Steinich e Marín , 1996). Alguns trabalhos tem sido realizados com o intuito de correlacionar resistividade com parâmetros hidráulicos do aquífero e ainda outros que fazem uso da resistividade para identificar e/ou delimitar regiões poluídas dentro das zonas saturada e não saturada (Nascimento *et al.* 2004; Eunice *et al.* 2011).

Os dados indiretos consistem em dados obtidos em campanhas de sondagem elétrica vertical (SEV) executadas na área de estudo a fim de auxiliar na caracterização do arcabouço geológico, sobretudo em sua porção mais profunda. A resistividade é expressa em unidade de resistência elétrica multiplicada por unidade de comprimento (Ohm.m) (Koefoed, 1979).

No método elétrico de corrente contínua, trabalha-se com dois eletrodos de corrente (A e B) e dois eletrodos de potencial (M e N), os quatro fixados na superfície do terreno. Através dos eletrodos A e B aplica-se uma diferença de potencial e, como resultado desta diferença, uma corrente elétrica contínua começa a percorrer o terreno.

Utilizando os eletrodos M e N, mede-se uma diferença de potencial que se estabelece no terreno e que está associada à passagem da corrente. Deve-se notar que o solo já possui um potencial elétrico natural, o qual deve ser subtraído da medição feita com os eletrodos M e N.

Conhecendo-se a corrente que percorre o subsolo, a geometria da disposição dos eletrodos e o potencial medido entre os eletrodos M e N, calculam-se valores de resistividade elétrica, que, por estar sendo medido em um meio heterogêneo e anisotrópico, e por ser função do arranjo de eletrodos, é dita aparente (Orellana, 1972; Telford et al. 1985).



## 4.7. ASPECTOS INSTITUCIONAIS E LEGAIS DAS ÁGUAS SUBTERRÂNEAS

### 4.7.1. Legislação Federal

Os principais documentos relacionados às águas subterrâneas no Brasil são Resoluções do Conselho Nacional de Recursos Hídricos. A Resolução nº 15 (CNRH, 2001) estabelece os principais conceitos acerca do tema, enquanto que a Resolução nº 22 (CNRH, 2002), aborda os conteúdos e disciplinamentos do Plano Nacional de Recursos Hídricos relativos às águas subterrâneas.

De acordo com a Resolução nº 15 do CNRH (2001), as águas subterrâneas são aquelas que ocorrem naturalmente ou artificialmente no subsolo, enquanto que os aquíferos são corpos hidrogeológicos com capacidade de acumular e transmitir água através dos seus poros, fissuras ou espaços resultantes da dissolução e carreamento de materiais rochosos.

Com relação ao planejamento e gestão dos recursos hídricos subterrâneos a Resolução nº 22 (CNRH, 2002) aponta para a necessidade de integração das ações, por meio dos Planos de Recursos Hídricos, incluindo-se medidas emergenciais a serem adotadas em casos de contaminação e poluição accidental.

A Resolução nº 22 (CNRH, 2002) determina ainda a necessidade de:

“Descrição e previsão da estimativa de pressões socioeconômicas e ambientais sobre as disponibilidades, as estimativa das fontes pontuais e difusas de poluição, a avaliação das características e usos do solo; e a análise de outros impactos da atividade humana relacionadas às águas subterrâneas.”

Este fato amplia a necessidade de estudos interdisciplinares que favoreçam a compreensão do comportamento hídrico subterrâneo (CNRH, 2002; Guimarães e Ribeiro, 2009).

Os Municípios devem ser “orientados” pelos Estados e o Distrito Federal “no que diz respeito às diretrizes para promoção da gestão integrada das águas subterrâneas em seus territórios, em consonância com os planos de recursos hídricos” e em cujas diretrizes “deverão ser propostos mecanismos de estímulo aos Municípios para a proteção das áreas de recarga dos aquíferos e a adoção de práticas de reuso e de recarga artificial, com vistas ao aumento das disponibilidades hídricas e da qualidade da água” (CNRH, 2001).

#### **4.7.2. Legislação do Distrito Federal**

A Política Nacional de Recursos Hídricos, promulgada por meio Lei n 9.433 (Brasil, 1997), foi propulsora da elaboração de normas específicas para águas subterrâneas. Tal fato influenciou na promulgação da Lei n. 2.725, de 13 de junho de 2006, pela Agência Reguladora de Águas, Energia e Saneamento Básico do Distrito Federal (ADASA). No âmbito distrital, esta lei institui a Política de Recursos Hídricos do Distrito Federal e cria o Sistema de Gerenciamento de Recursos Hídricos, em conformidade com a Lei 9.433/1997.

O incremento na demanda de água subterrânea no Distrito Federal exigiu atenção especial da ADASA, que tem desenvolvido suas atividades de gerenciamento de recursos hídricos subterrâneos por meio da edição de Resoluções Normativas. Destaca-se a Resolução ADASA nº 350, de 23 de junho de 2006, que define critérios e procedimentos para outorga da água no DF, incluindo os recursos subterrâneos, e a Resolução nº 01, de 28 de fevereiro de 2010 que define as disponibilidades hídricas dos aquíferos subterrâneos no território do Distrito Federal, sendo utilizada como base para a emissão de outorgas.

A concessão de outorga estará condicionada à verificação da disponibilidade hídrica efetiva de cada sistema/subsistema e a definição destas disponibilidades tem como base estudo de Campos, Gaspar e Gonçalves (Mello e Castro, 2011).

Segundo tais estudos a Reserva Renovável do Aquífero Poroso do Distrito Federal foi estimada a partir do método do balanço hídrico em associação com o Sistema de Informação Geográfica (Gonçalves, 2007) considerando-se a precipitação anual média de longo termo da recarga efetiva de cada sistema equivalente ao respectivo grupo hidrológico.

Para o cálculo do volume de água subterrânea do DF com relação as reservas renováveis, permanentes e explotáveis foram avaliados separadamente os domínios poroso, fraturado e cárstico. A soma desses dois conjuntos representa o valor total da reserva hídrica subterrânea no Distrito Federal (Campos, 2004).

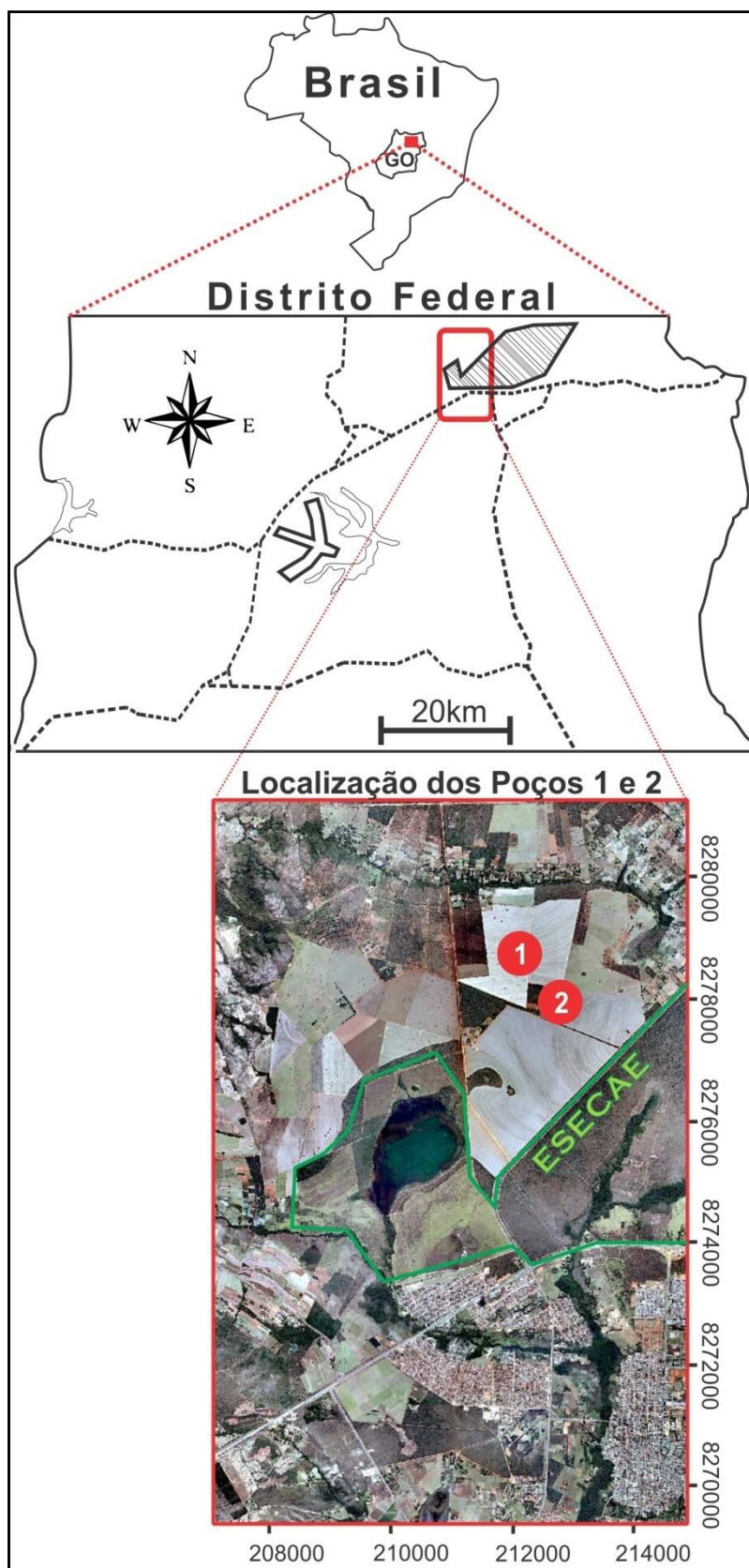
## 5. MATERIAL E MÉTODOS

### 5.1. ÁREA DE ESTUDO

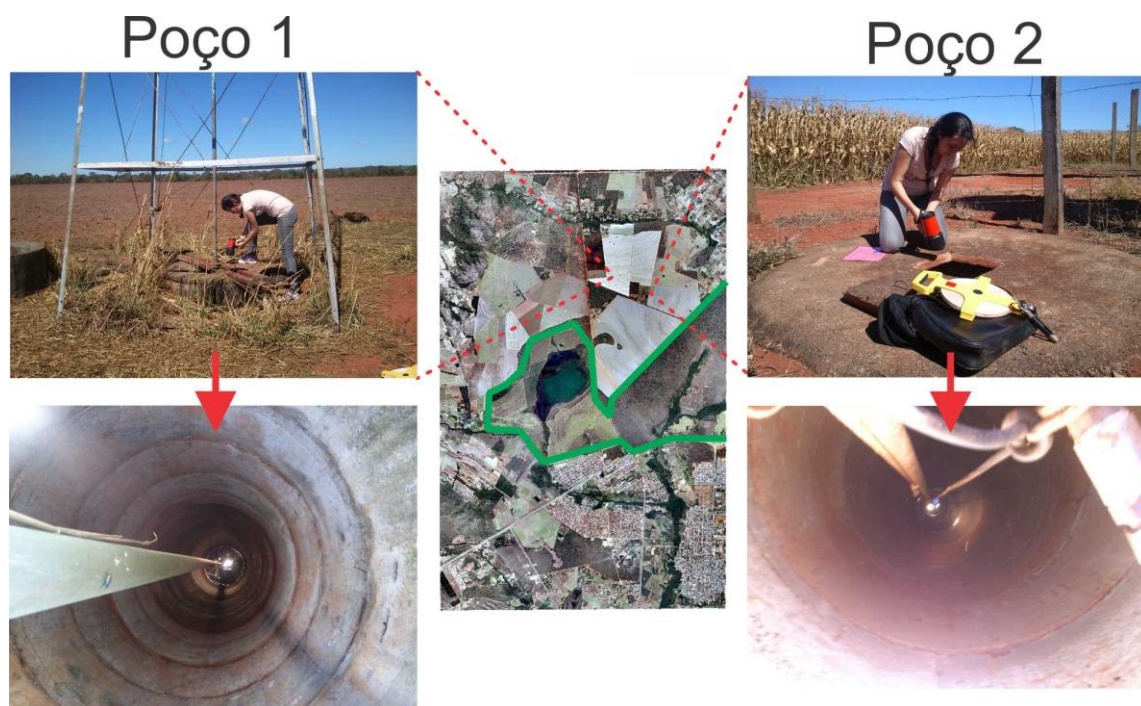
A área de estudo está localizada no quadrante nordeste do Distrito Federal, próxima à Estação Ecológica de Águas Emendadas (ESECAE) (Figura 3). O monitoramento do nível freático foi realizado ao longo de 13 meses na Fazenda Lagoa Bonita e Sítio Petrópolis, próximos à Lagoa Bonita, compreendida no perímetro menor da ESECAE (Figuras 3 e 4).

A Estação Ecológica de Águas Emendadas é uma unidade de conservação de caráter integral, composta por dois polígonos, com área aproximada total de 10.500 hectares, cujo entorno tem sido antropizado em decorrência da ocupação urbana e rural (Bias, 2008). Ao menos dois poços tubulares profundos são utilizados na porção urbana próxima à Lagoa Bonita (Lemos, 2008). A Lagoa Bonita é um reservatório natural localizado no polígono menor da ESECAE. A exploração subterrânea e impermeabilização da bacia ainda não causaram problemas de rebaixamento na lâmina d'água da Lagoa (Lemos, 2008; Bias, 2008). Contudo, como afirma Lemos (2008), a manutenção do número de poços de acordo com o limite outorgável é essencial para a manutenção dos recursos hídricos subterrâneos.

A definição da área de estudo levou em consideração o divisor topográfico de bacia que delineia a região, abrangendo assim a porção oeste do polígono maior e todo o polígono menor da ESECAE, propriedades rurais ao norte, onde se localizam os poços de monitoramento e parte da cidade de Planaltina, na porção sul da Figura 3.



**Figura 3.** Localização da área de estudo com ênfase nos poços de monitoramento no Sítio Petrópolis (poço 1) e Fazenda Lagoa Bonita (poço 2).



**Figura 4.** Fotografias da área de estudo.

#### **5.1.1. Clima**

A área de estudo, inserida numa região do bioma Cerrado, apresenta clima tropical tipo Aw, definido por Koppen como um clima de savana com temperatura média de 22°C, evapotranspiração média de 65 mm mensais e precipitação de aproximadamente 1500 mm anuais, sendo a maior parte distribuída entre outubro e março (Maia e Baptista, 2008).

#### **5.1.2. Geologia**

Segundo Moraes e Campos (2008) no polígono do Distrito Federal e entorno ocorrem rochas atribuídas aos grupos Canastra, Paranoá, Bambuí e Araxá. Os grupos referem-se a um conjunto de rochas com mesma idade, formadas em ambientes semelhantes e em geral separadas por unidades ou formações (Moraes e Campos, 2008). Os grupos Canastra e Paranoá apresentam idades de formação de cerca de um bilhão de anos, enquanto que os grupos Bambuí e Araxá foram originados entre 800 e 650 milhões de anos atrás (Martins et al, 2002).

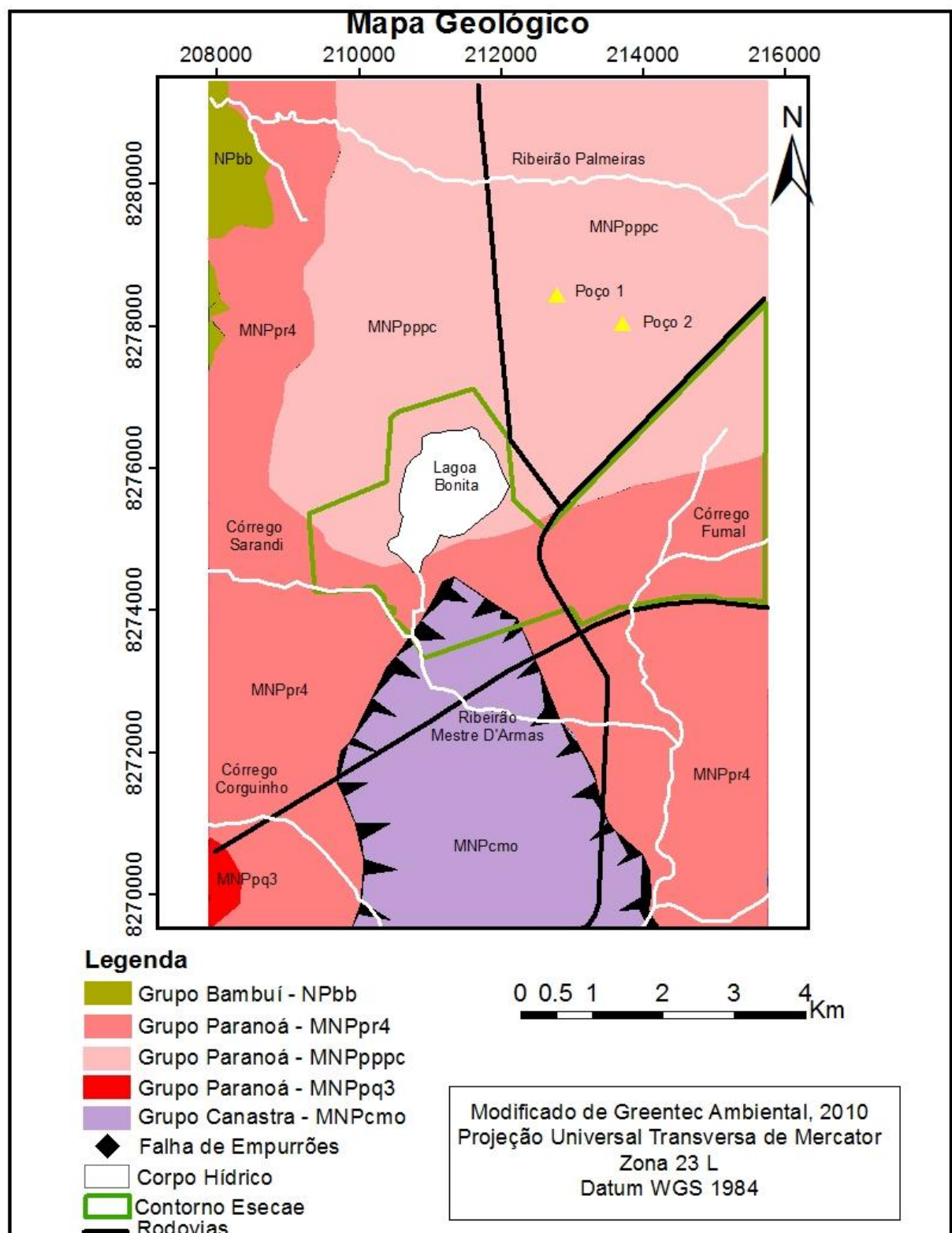
Na área de estudo foram identificadas formações geológicas dos Grupos Bambuí, Paranoá e Canastra (Figura 5). O grupo Bambuí NPbb está presente nas formações do topo da Serra da Saudade e na base da formação Três Marias localizada no porção noroeste da região estudada. Este é caracterizado

principalmente pela sedimentação (Martins et al, 2002), resultando na presença de siltitos argilosos, folhelhos e camadas de arcósios (Campos e Freitas-Silva, 1998).

O grupo Canastra pode ser identificado na porção sul da área de estudo (Figura 5), no Alto Vale do São Bartolomeu, no sistema de empurrão denominado Bartolomeu/Maranhão, que inverteu a estratigrafia e sobrepôs o grupo Canastra aos grupos Paranoá e Bambuí (Martins et al, 2009). Este grupo ocupa 15% do território do DF e apresenta maior densidade de afloramentos com relação ao grupo Paranoá (Martins et al, 2002). O grupo Canastra é representado por filitos, com contribuição de quartzitos, calcifilitos, mármore finos e filitos carbonatados (Freitas-Silva e Campos, 1998).

Predominam na área de estudo as formações do grupo Paranoá (MNPpr4, MNPpppc e MNPpq3). O grupo Paranoá MNPpr4 é caracterizado pela presença de metarritmitos com fracção pelítica, o grupo MNPpq3 apresenta metarritmitos com frações arenosos, o grupo MNPpppc, por sua vez, é definido por metassiltitos e metargilitos (Freitas-Silva e Campos, 1998). Os poços de monitoramento localizam-se no grupo MNPpppc, fato que influencia especialmente nas características do domínio aquífero fraturado, não sendo abordado neste estudo.

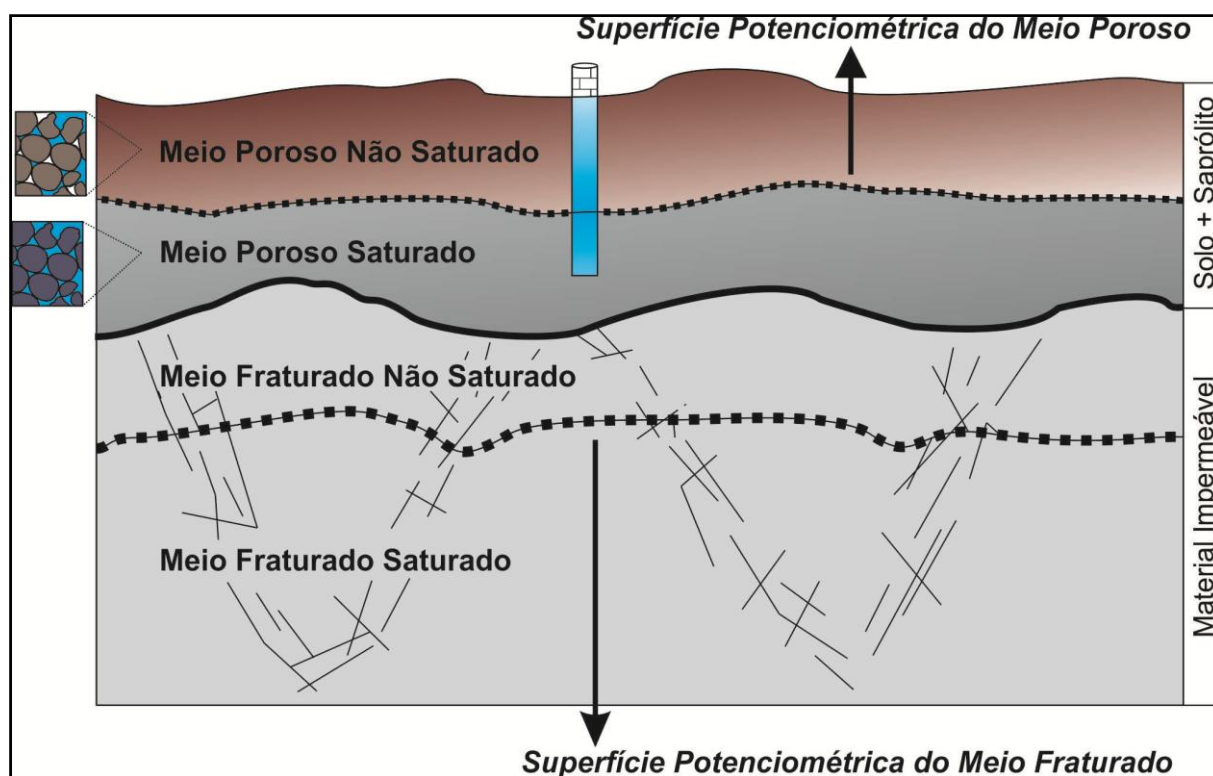




**Figura 5.** Mapa de geologia da área de estudo.

### 5.1.3. Hidrogeologia

O contexto hidrogeológico do Distrito Federal, segundo Lousada e Campos (2005) possui dois domínios: poroso e fraturado (Figura 6). O domínio poroso é representado pelo manto de intemperismo (solo e saprolito), que pode atingir espessura máxima de 100 m, sendo representado por aquíferos livres, de grande continuidade lateral, que podem ser explotados por poços rasos (Zoby e Duarte, 2001).



**Figura 6.** Domínio dos aquíferos porosos e fraturados do Distrito Federal. Adaptado de Lousada e Campos, 2005.

A importância dos aquíferos porosos no DF está vinculada, principalmente, a dois parâmetros: a espessura saturada e a condutividade hidráulica ( $K$ ) que permitem que estes alimentem os aquíferos profundos. Em função desses parâmetros, esse domínio divide-se em quatro sistemas denominados P1, P2, P3 e P4 (Campos & Freitas-Silva 1998) cujas características podem ser observadas na Tabela 1.



**Tabela 1** - Características do domínio poroso no DF.

Sistemas	Subsistemas	Condutividade Hidráulica	Vazão dos poços (l/s)	Importância Hidrogeológica	Solos
<b>P<sub>1</sub></b>	Intergranulares, contínuos, livres e grande extensão lateral	Alta ( $2,8 \times 10^{-4}$ a $1,7 \times 10^{-5}$ (m/s))	< 800	Elevada	Latossolo Vermelho Amarelo (arenoso) e Neossolo Quartzarênico
<b>P<sub>2</sub></b>	Intergranulares, contínuos, livres e grande distribuição lateral	Média ( $10^{-5}$ a $10^{-6}$ (m/s))	< 800	Mediana	Latossolo Vermelho Amarelo (argiloso)
<b>P<sub>3</sub></b>	Intergranulares, descontínuos, livres e distribuição lateral ampla	Baixa ( $2,3 \times 10^{-6}$ a $1,4 \times 10^{-7}$ (m/s))	< 800	Pequena	Latossolo Vermelho Amarelo (argiloso) e Cambissolos
<b>P<sub>4</sub></b>	Intergranulares, descontínuos, livres e muito restritos lateralmente	Muito Baixa ( $1,4 \times 10^{-7}$ (m/s))	< 800	Muito Pequena	Cambissolos

**Fonte:** Campos e Freitas-Silva, 1998.

O domínio fraturado caracteriza-se pelo meio rochoso, onde os espaços ocupados pela água são representados pelas fraturas, microfraturas, diáclases, juntas, zonas de cisalhamentos e falhas (Lousada e Campos, 2005; Martins et al, 2002). Em função das características geológicas, feições estruturais e vazões de poços o domínio fraturado foi delimitado em quatro sistemas aquíferos fraturados no Distrito Federal: Paranoá (subsistemas S/A; A; Q3/R3; R4 e PPC), Canastra (subsistemas F e F/Q/M), Araxá e Bambuí (Martins et al, 2002) (Tabela 2).

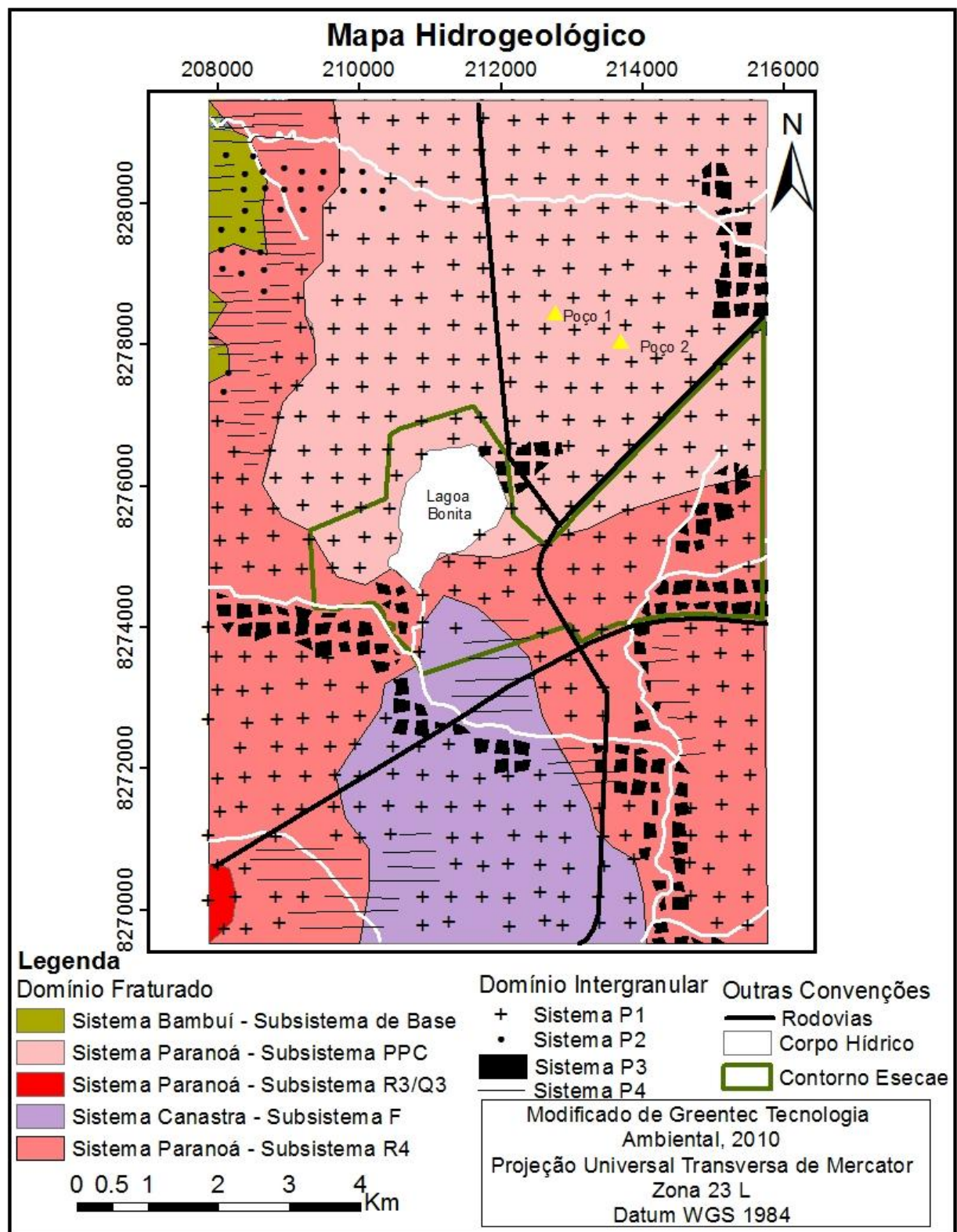
**Tabela 2.** Características do domínio fraturado no DF.

Sistemas	Subsistemas	Vazão			Tipo de Aquífero
		Condutividade Hidráulica	Média dos poços (l/s)	Importância Hidrogeologica	
Paranoá	<b>S/A</b>	$2,5 \times 10^{-6}$ a $1,7 \times 10^{-7}$ (m/s)	12500	Elevada	Livres ou confinados, descontínuos, de meios anisotrópicos fissurais
	<b>A</b>	Pequena	4500	Muito Pequena	Descontínuos, livres, com extensão lateral restrita
	<b>Q<sub>3</sub>/R<sub>3</sub></b>	$1,7 \times 10^{-5}$ a $5,3 \times 10^{-7}$ (m/s)	12500	Muito Alta	Descontínuos, com extensão lateral variável, livres ou confinados e anisotrópicos.
	<b>R<sub>4</sub></b>	Baixa	6500	Mediana	Restritos lateralmente, descontínuos e livres
	<b>PPC</b>	Baixa à elevada	9000	Variável	Descontínuos com alta variabilidade lateral
Canastra	<b>F</b>	Baixa	7500	Média a Moderada	Descontínuos e livres.
	<b>F/Q/M</b>	Muito Elevada	33000	Muito Grande	Restritos lateralmente, livres ou confinados, descontínuo, heterogêneos e anisotrópicos
	BambuÍ	Média a baixa	6500	Mediana	Livres, descontínuos lateralmente e anisotrópicos
Araxá		Muito Baixa	3500	Muito Pequena	Descontínuos livres e anisotrópicos

**Fonte:** Campos e Freitas-Silva, 1998.

Com relação ao domínio fraturado (Figura 7) a área de estudo está inserida nos sistemas Bambuí (subsistema de base), Paranoá (subsistemas PPC, R3Q3 e R4) e Canastra (subsistema F), correspondentes às formações geológicas. Contudo, o monitoramento foi realizado apenas no domínio poroso.

A área estudada, com relação ao domínio poroso, apresenta os quatro sistemas identificados no Distrito Federal (Figura 7). O sistema P1 (onde se localizam os poços de monitoramento) é heterogêneo e pouco anisotrópico e pode ser visualizado em quase toda a extensão da área de estudo com espessura da zona saturada de até 30 metros (Freitas-Silva e Campos, 1998). O sistema P2, com aquíferos homogêneos e isotrópicos e espessura saturada de cerca de 20 metros, predomina na porção noroeste na região estudada, nas proximidades do grupo geológico Bambuí (Freitas-Silva e Campos, 1998). Os sistemas P3 e P4 são caracterizados por aquíferos heterogêneos e anisotrópicos (Freitas-Silva e Campos, 1998). Como observado na Figura 7, o primeiro sistema predomina nas regiões de gleissolo ao longo dos corpos hídricos, enquanto que o segundo ocorre na parte noroeste e sul da área de estudo.



**Figura 7.** Mapa hidrogeológico da área de estudo.

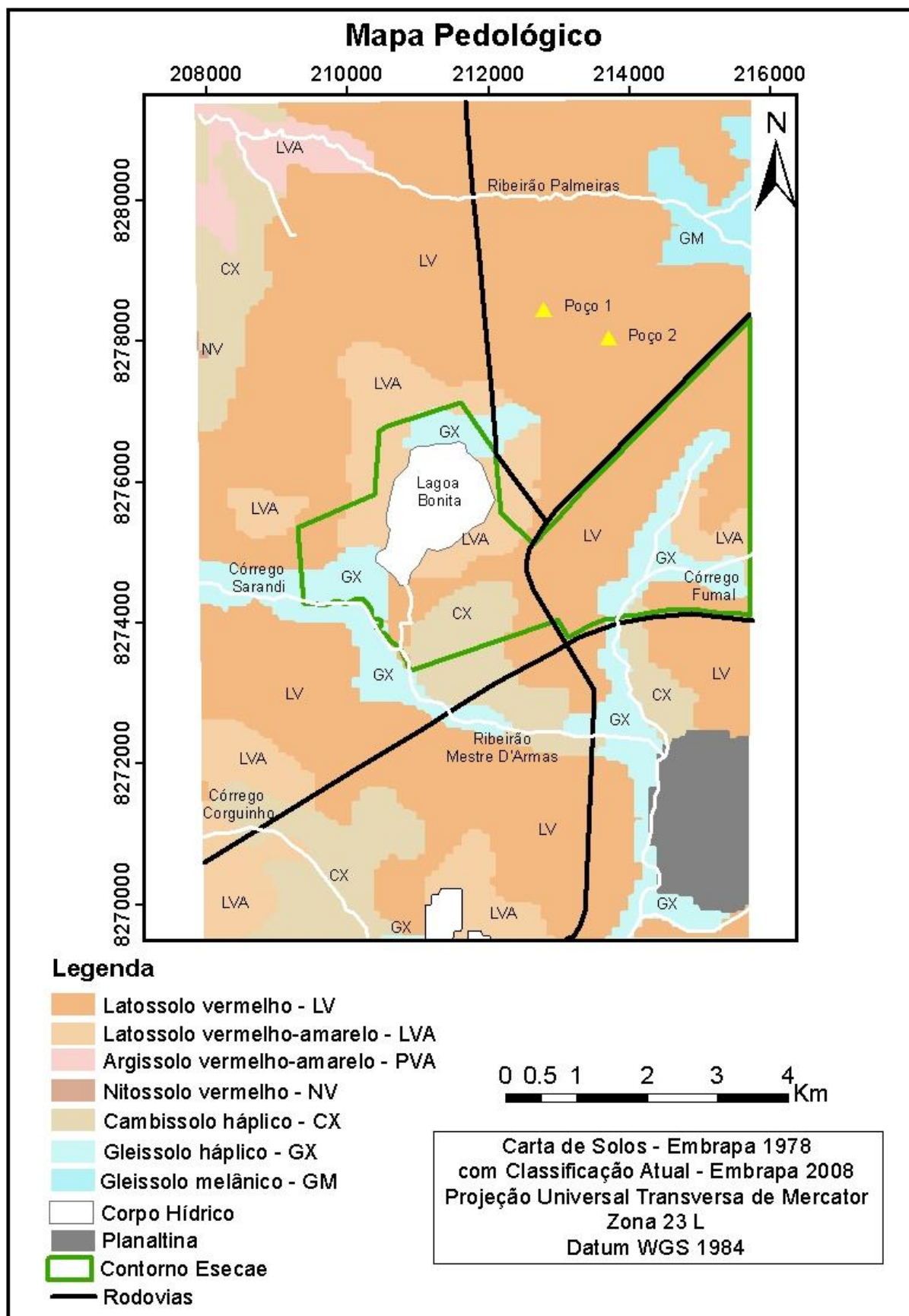
#### **5.1.4. Solos**

De acordo com levantamento de solos realizado pela Embrapa (1978) e os trabalhos de Macedo (1996), o Distrito Federal apresenta as principais classes de solos da região do Cerrado brasileiro. Nesta região predominam os Latossolos Vermelhos, Latossolos Vermelho-Amarelos e cambissolos, que ocupam cerca de 85% da área do DF. Como observado na Figura 8, a área de estudo apresenta principalmente latossolos vermelho e vermelho-amarelo, argissolo vermelho-amarelo, nitossolo vermelho e cambissolos háplico e gleissolos háplico e melânico.

De acordo com IBGE (2007) e Santos et al (2013), os latossolos são solos muito intemperizados, profundos e que apresentam boa drenagem. Caracterizam-se por grande homogeneidade de características ao longo do perfil, mineralogia da fração argila predominantemente caulinítica ou caulinítica-oxídica, e praticamente ausência de minerais primários de fácil intemperização.

A diferença entre os latossolos vermelho e vermelho-amarelo ocorrem basicamente pelos teores de óxido de ferro que diferem a coloração dos mesmos. Os latossolos vermelhos, geralmente com grande profundidade, homogêneos, de boa drenagem. Já o latossolo vermelho-amarelo tem cores vermelho-amareladas, são profundos, com boa drenagem e normalmente baixa fertilidade natural (IBGE, 2007; Santos et al, 2013).

Os argissolos têm como característica marcante um aumento de argila do horizonte superficial A para o subsuperficial B que é do tipo textural (Bt), geralmente acompanhado de boa diferenciação também de cores e outras características. As cores do horizonte Bt variam de acinzentadas a avermelhadas e as do horizonte A, são sempre mais escurecidas. A profundidade dos argissolos é variável, mas em geral são pouco profundos (IBGE, 2007). O nitossolo, por sua vez, representa uma ordem recém-criada, caracterizada pela presença de um horizonte B nítico, que é um horizonte subsuperficial com moderado ou forte desenvolvimento estrutural do tipo prismas ou blocos e com a superfície dos agregados reluzentes, relacionadas a cerosidade ou superfícies de compressão (Santos et al, 2013).



**Figura 8.** Mapa pedológico da área de estudo.

Os Cambissolos apresentam grande variação no tocante à profundidade, ocorrendo em perfis de espessura rasos à profundas, podendo atingir 1,5 metros, além de apresentarem grande variabilidade com em relação às demais características (Santos et al, 2013). A drenagem varia de acentuada a imperfeita e pode apresentar qualquer tipo de horizonte A sobre um horizonte B incipiente (Bi), também de cores diversas. Muitas vezes são pedregosos, cascalhentos e mesmo rochosos e ocorrem predominantemente em regiões serranas e montanhosas (Santos et al, 2013; Reatto et al, 2004).

Segundo o Reatto et al (2004) os gleissolos são solos característicos de áreas alagadas ou sujeitas a alagamento (margens de rios, ilhas, grandes planícies, etc.) que apresentam cores acinzentadas, azuladas ou esverdeadas, dentro de 50 cm da superfície. Podem ser de alta ou baixa fertilidade natural e têm nas condições de má drenagem a sua maior limitação de uso (Reatto et al, 2004).

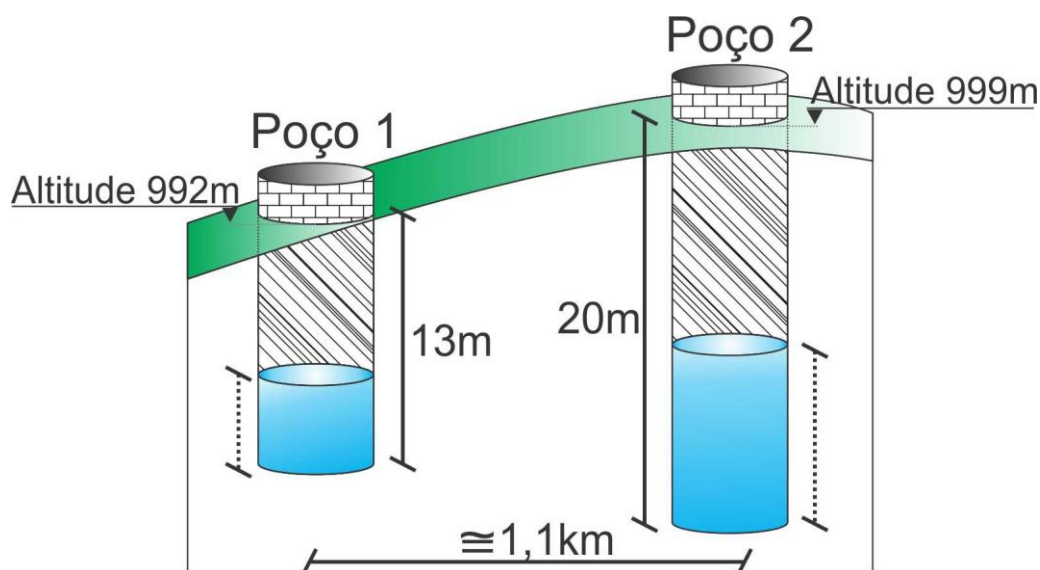
## 5.2. METODOLOGIA

### 5.2.1. Monitoramento do Nível da Água

Foram realizadas medições diretas do nível da água na zona saturada do domínio poroso em dois poços nas proximidades da Lagoa Bonita. O primeiro, localizado na Fazenda Lagoa Bonita (na cota de 999 metros de altitude), teve o nível da água medido mensalmente entre 14 de agosto de 2012 e 27 de setembro de 2013. A partir de janeiro de 2013 foi incorporado o segundo poço de monitoramento, no Sítio Petrópolis (na cota 992 metros de altitude) (Figura 9).

As medições foram efetuadas manualmente com uma sonda de 0.34 m de comprimento fixada na extremidade de uma trena fibra de vidro. No momento em que a sonda atingiu o nível da água foi realizada a leitura da trena na borda do poço ao nível do solo. Em seguida, somou-se o valor da sonda ao observado na trena. Aos valores obtidos no poço do Sítio Petrópolis, subtraiu-se 0.40 m em função da borda do poço ser elevada com relação ao solo.





**Figura 9.** Representação esquemática dos poços de monitoramento.

O monitoramento do nível de água em aquíferos por meio da observação de poços fornece dados essenciais para o entendimento da dinâmica deste recurso (Silva et al., 2012). Os métodos físicos estão entre os mais utilizados para estudos hidrogeológicos, especialmente aqueles baseados nas flutuações do nível d'água subterrânea (Rabelo-Coelho et al, 2012). Essas técnicas são amplamente utilizadas na estimativa das taxas de recarga devido à disponibilidade de dados sobre os níveis piezométricos e a sua simplicidade para estimativa das taxas de recarga com base em flutuações temporais ou espaciais do lençol freático (Pinto et al, 2010).

Os dados de variação do nível piezométrico dos poços foram utilizados ainda para estimativa das reservas renovável e explotável do sistema aquífero poroso P1 com base em Campos e Freitas-Silva (1998) (Equação 5) após a estimativa do tamanho da área em função do modelo matemático elaborado.

**Equação 5.** Cálculo das reservas renováveis do sistema poroso.

$$R_r = A \times \Delta h \times n_e$$

Onde:

A = área do aquífero.

$\Delta h$  = Diferença entre nível freático máximo e mínimo.

$n_e$  = porosidade efetiva.



### 5.2.2. Levantamento Geofísico

Foram realizados ensaios geofísicos por meio do método elétrico de corrente contínua entre os meses de agosto de 2012 e julho de 2013 na estrada de acesso ao poço da Fazenda Lagoa Bonita (Figura 10).



**Figura 10.** Levantamento geofísico realizado na Fazenda Lagoa Bonita.

Dentre os métodos geofísicos o mais utilizado na exploração de dados hidrogeológicos é o que mede a resistividade elétrica, uma vez que esta propriedade esta diretamente relacionada ao teor água, que favorece a orientação das cargas elétricas num fluxo ordenado no subsolo, por condução iônica (Lamari, 2000).

O presente trabalho foi desenvolvido empregando o método elétrico de corrente contínua, por meio da técnica conhecida como sondagem elétrica vertical (SEV). Esta técnica possibilita o conhecimento da variação vertical da resistividade a partir de um ponto fixo na superfície do terreno (Braga, 2007). O equipamento utilizado foi um resistivímetro modelo Campos Geopulse (Figura 11). As medidas de resistividade aparente foram processadas por meio do SOUNDER (1991). Este programa executa a inversão dos dados gerando uma curva modelada aos pontos



de campo e um modelo associando espessura das camadas com a respectiva resistividade calculada. O processo de inversão é realizado estatisticamente e fornece o valor do erro médio quadrático (RMS) associado ao modelo gerado. Quanto mais elevado o RMS obtido, menos satisfatório será o modelo.



**Figura 11.** Equipamento utilizado no levantamento geofísico.

### **5.2.3. Elaboração dos Mapas e do Modelo de Elevação do Terreno**

Foram elaborados mapas de solo, geologia e hidrogeologia da área de estudo a fim de permitir a visualização de tais informações. Os mapas foram elaborados num ambiente de informações geográficas, adotando-se o sistema de coordenadas UTM e datum WGS 1984, zona 23 L. O mapa de solos foi elaborado com base no mapeamento da Embrapa, realizado em 1978 e revisado em 2008.

Os mapas geológico e hidrogeológico foram elaborados com base no mapeamento gerado pela empresa Greentec Ambiental, como produto do Zoneamento Ecológico Econômico do Distrito Federal de 2010, que por sua vez, foi adaptado de Freitas-Silva e Campos (1998). O modelo de elevação teve como base as curvas de nível das ortofotocartas sicad número 22, 23, 38, 39, 55, 56, 72 e 73

disponibilizadas pela da Secretaria de Estado de Habitação, Regularização e Desenvolvimento Urbano - SEDHAB (2019).

#### **5.2.4. Levantamento de Dados Complementares**

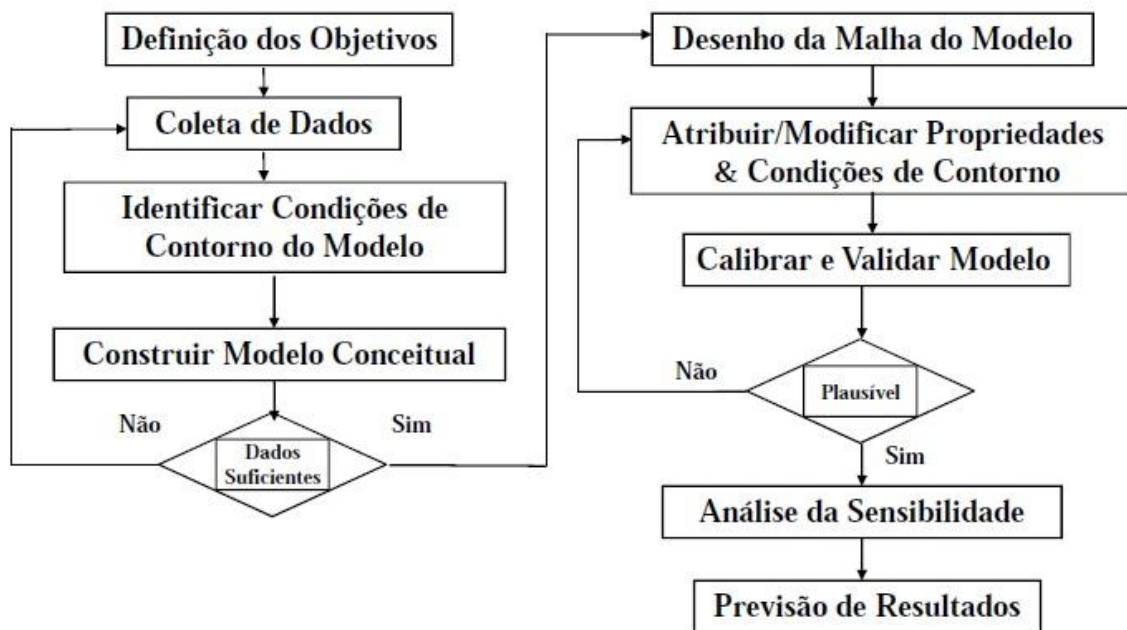
As condições de recarga do aquífero em estudo foram definidas em função do balanço hídrico da região, com dados disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Deste modo, foram obtidos dados de precipitação acumulada e evapotranspiração real referentes aos dias entre a realização de cada medição do nível freático.

Além disso, dados bibliográficos foram utilizados na caracterização pedológica, geológica e hidrogeológica local, especialmente no que diz respeito a identificação dos parâmetros hidrogeológicos do domínio poroso estudado.

Foram então identificados os valores de condutividade hidráulica nas direções x, y e z ( $K_x$ ,  $K_y$  e  $K_z$ ), coeficiente de armazenamento específico ( $S_s$ ) e coeficiente de produtividade ( $S_y$ ), porosidade total e efetiva e condições de contorno. Estes dados foram utilizados na elaboração de mapas e perfis geoeletricos essenciais para a delimitação do modelo conceitual da área de pesquisa.

#### **5.2.5. Modelagem Conceitual e Numérica**

Após a definição dos objetivos do trabalho e a coleta de dados, foram delineadas as condições de contorno do modelo (Figura 12). As informações geológicas, pedológicas e hidrológicas, além de dados de condições climáticas (precipitação e evapotranspiração) foram adotadas no desenvolvimento do modelo por meio do método de diferenças finitas empregando o pacote Modflow 2000. Foi utilizada a versão para teste da interface gráfica Visual Modflow Flex (Schlumberger Water Services, 2012).



**Figura 12.** Etapas para realização da modelagem. Fonte: Anderson & Woessner (1992).

De posse dos dados necessários foi elaborado o modelo conceitual do aquífero poroso. Para isso, foram definidas três camadas correspondendo às zonas de aeração e saturação do solo e uma camada impermeável de sustentação do aquífero. Em função das diferenças pedológicas e hidrogeológicas existentes na área de estudo foram definidas três regiões distintas, tanto na camada superficial, quanto na região saturada. Dentro de cada região, os parâmetros hidrogeológicos foram adotados segundo premissa de homogeneidade e isotropia do meio.

Foram utilizadas as condições de contorno de Neumann, especificando fluxo nulo no contorno leste, oeste e norte da área de estudo; a condição de Dirichlet no contorno ao sul da região delimitada, além das condições rio, lago, poço e evapotranspiração.

Com relação ao grid definiu-se uma malha com 50 linhas e 50 colunas, com refinamento igual a 4 e exagero igual a 5. Além disso, as células localizadas entre a 10ª e 40ª linha e 10ª e 40ª coluna foram refinadas novamente com grau igual a 2.

O passo seguinte à definição do modelo conceitual foi a execução das simulações numéricas. Para a simulação numérica foi adotado o pacote Modflow 2000, tendo como equação governante a lei de Darcy que pode ser generalizada

como equação governante do fluxo de água na zona saturada (Freze e Cherry, 1979).

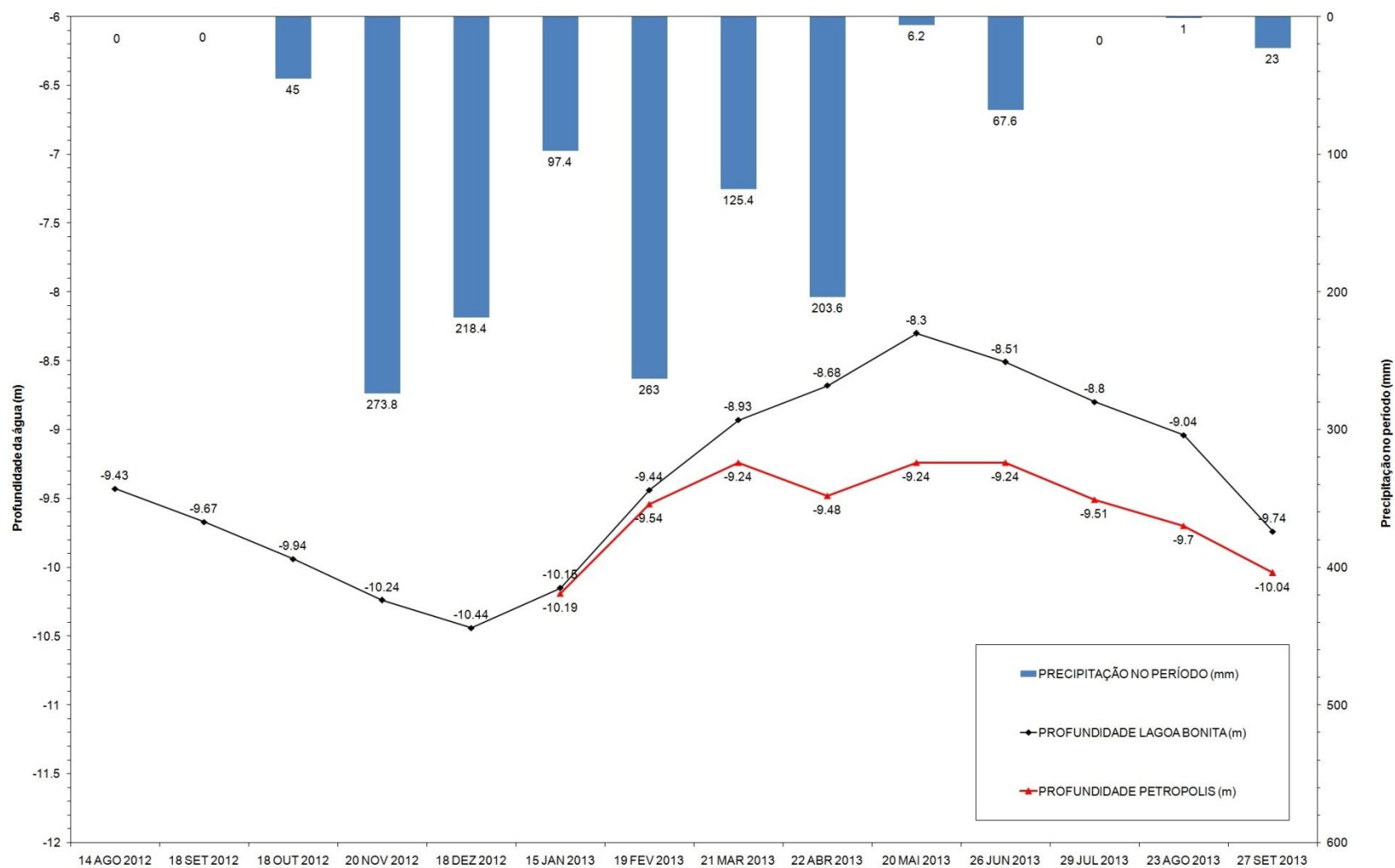
O modelo foi gerado em regime permanente, isto é, sem considerar as variações sazonais, sendo indicado apenas para a geração de mapas de recarga a serem utilizados como condições iniciais para modelos em regime transiente, ou como informação de partida para estudos posteriores e processos de tomada de decisões.

O modelo não foi submetido a etapa de calibração. Nesta etapa devem ser realizadas adequações sucessivas dos parâmetros de entrada até que exista uma relação satisfatória entre as cargas hidráulicas mensuradas em campo e aquelas calculadas pela simulação.

## **6.RESULTADOS E DISCUSSÃO**

### **6.1. MONITORAMENTO DO NÍVEL DA ÁGUA**

Os dados referentes à profundidade em metros do nível freático foram plotados num gráfico de linhas em conjunto com gráficos de barras representativo do valor acumulado de precipitação (mm) no intervalo entre cada medição (Figura 13). Com isso, pode-se verificar um comportamento sazonal no nível da água subterrânea.



**Figura 13.** Gráfico representativo do nível freático monitorado mensalmente em conjunto com dados de precipitação acumulada (mm).

Como observado na Figura 13, a partir do mês de agosto de 2012 (início do monitoramento na Fazenda Lagoa Bonita), o nível piezométrico diminui, atingindo o nível mínimo registrado no mês de dezembro de 2012 (profundidade de 10.44 m). A partir de então o nível da água na zona saturada começou a ser elevado como resposta ao aumento da precipitação no período, ocasionando a recarga do aquífero. A partir de janeiro de 2013 foram incorporadas ao trabalho as leituras do poço localizado no Sítio Petrópolis. Observam-se então valores aproximados para o nível da água nos poços.

A partir do mês de março de 2013 os valores de profundidade da água tornaram-se mais distantes, uma vez que o aumento do nível observado para o poço localizado na Fazenda Lagoa Bonita foi maior do que aquele verificado para o Sítio Petrópolis. Além disso, o monitoramento realizado no mês de abril de 2013 indicou redução do nível freático no Sítio Petrópolis, diferindo-se do comportamento registrado na Fazenda Lagoa Bonita.

Em maio o nível da água na camada saturada no Sítio Petrópolis volta a aumentar e se mantém estável no mês seguinte, reduzindo novamente a partir de julho. Para o poço da Fazenda Lagoa Bonita a profundidade do lençol freático aumenta já no mês de junho de 2013. Ao final do período de monitoramento (outubro) ambos os poços demonstraram redução no nível da água, podendo-se observar o fechamento do ciclo hidrológico. Deste modo, verifica-se a influência dos níveis de precipitação na variação da zona saturada.

Como afirma Netto (2011), as águas subterrâneas representam as chuvas ocorridas em períodos anteriores estocadas no solo por períodos que variam de meses a centenas de anos e que alimentam os mananciais superficiais durante os períodos de estiagem. Deste modo, observando-se a profundidade máxima e mínima do nível da água, em dezembro (profundidade da água igual a 10.44 metros) e maio (profundidade de 8.33 metros) respectivamente, pode-se verificar correspondência com os eventos de precipitação registrados.

Entre agosto e setembro não foram registrados valores de precipitação, sendo o período correspondente à estação seca. Contudo, a partir de outubro as chuvas reiniciaram, marcando a transição entre a estação seca e chuvosa. A água precipitada entre outubro e dezembro infiltra no solo seco sem suprir sua capacidade de campo. A partir de dezembro, o teor de água percolada atinge a capacidade de

campo da zona não saturada e inicia o processo de recarga do aquífero, atingindo saturação máxima no mês de maio.

Posteriormente, o período seco inicia-se no mês de maio a partir do qual, com redução dos níveis de precipitação (exceto pelo mês de julho, com valor precipitado significativo), o ciclo de descarga do aquífero para alimentação dos mananciais subterrâneos é retomado.

Levando em consideração os valores máximo (maio) e mínimo (dezembro) atingidos pelo nível da água foi possível estimar a variação anual do domínio aquífero poroso no sistema P1, onde os poços estão inseridos, em aproximadamente 2,14 metros.

## 6.2 LEVANTAMENTO GEOFÍSICO

Dentre os dados de resistividade aparente obtidos (Tabela 2), aqueles referentes aos meses de maio, junho e julho de 2013 apresentaram discrepância elevada, não sendo satisfatórios para a posterior modelagem, uma vez que os valores de erro médio quadrático (RMS) atribuídos aos mesmos foram muito significativos. Das SEVs restantes, seis demonstraram padrão relevante para a análise do nível de água no solo, tanto da camada não saturada, quanto da camada saturada, exceto aquelas referentes aos meses de agosto, setembro e novembro de 2012. Com isso, foram considerados os dados brutos (resistividade aparente) e dados processados (resistividade e espessura das camadas) dos meses de outubro e dezembro de 2012, janeiro, fevereiro, março e abril de 2013 a fim de caracterizar a subsuperfície da área de estudo.

O espaçamento adotado para a representação dos dados das SEVs, tanto da resistividade aparente quando do modelo, foram definidas em função dos objetivos propostos. Os dados brutos de resistividade aparente foram plotados em gráficos bilogarítmicos em função do espaçamento AB/4 (m). De acordo com Braga (2007) pode-se tomar a relação AB/4 como a profundidade teórica atingida. Neste caso a escolha decorreu principalmente da comparação com o nível da água monitorado no poço ortogonal ao perfil geolétrico realizado. Contudo, a representação gráfica dos demais dados de resistividade foram plotados convencionalmente em função do espaçamento AB/2 (m).



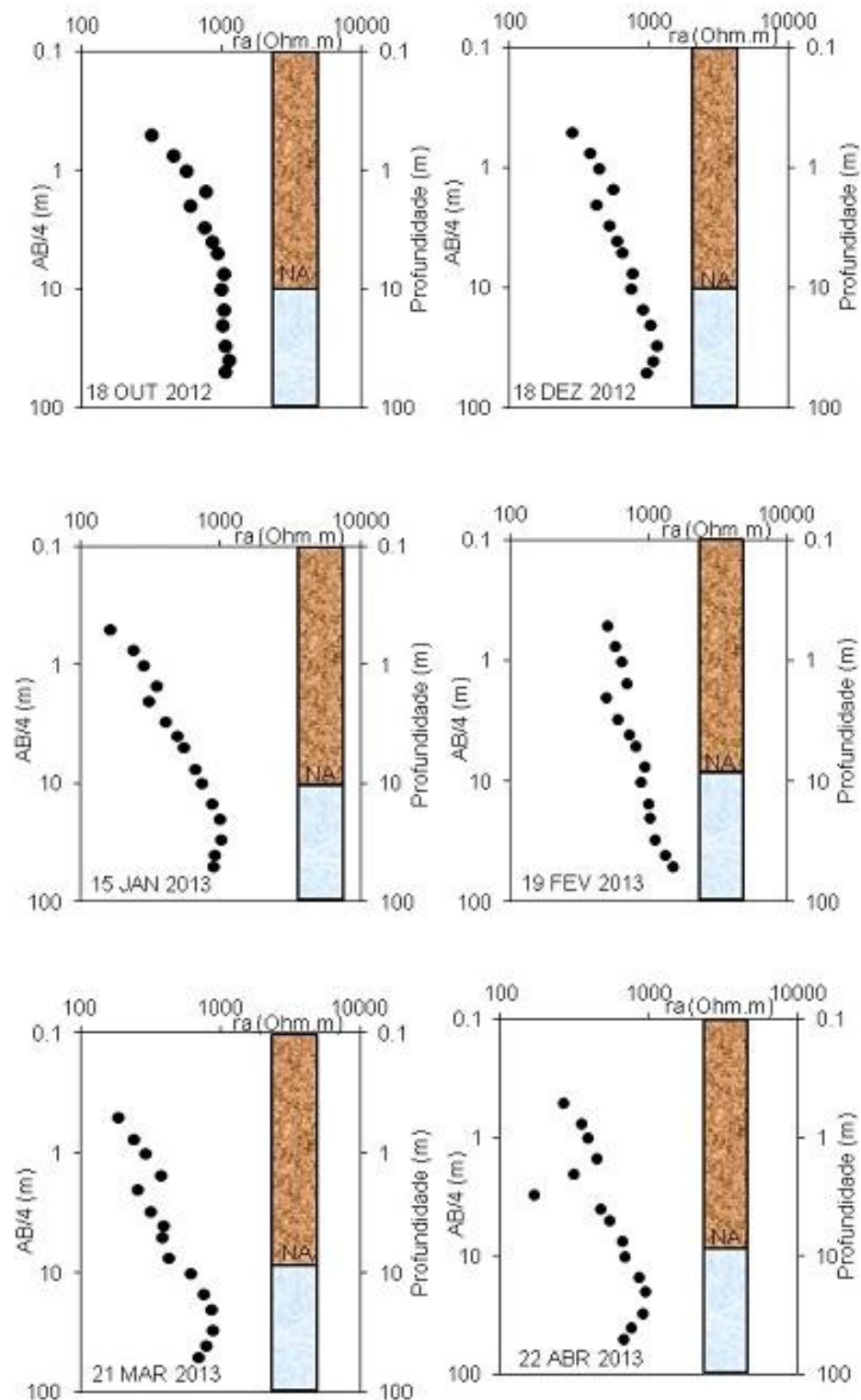
**Tabela 3.** Dados de resistividade aparente e suas respectivas profundidades de investigação (AB/4).

Agosto		Setembro		Outubro		Novembro		Dezembro		Janeiro	
ra	AB/4	ra	AB/4	ra	AB/4	ra	AB/4	ra	AB/4	ra	AB/4
1067	0.5	1678	0.5	315	0.5	1316	0.5	281	0.5	162	0.5
1328	0.75	2315	0.75	445	0.75	1578	0.75	375	0.75	238	0.75
1036	1	2061	1	553	1	1623	1	435	1	280	1
883	2	1810	2	764	2	1659	2	547	2	345	2
817	2	1150	2	595	2	994	2	417	2	307	2
836	3	1077	3	742	3	1014	3	516	3	407	3
844	4	1099	4	846	4	1001	4	585	4	487	4
697	5	1181	5	924	5	1048	5	638	5	542	5
438	8	1219	8	1033	8	1064	8	752	8	652	8
0	10	1138	10	994	10	957	10	748	10	730	10
308	15	1413	15	1027	15	1222	15	896	15	866	15
224	20	1153	20	1005	20	1455	20	1023	20	978	20
0	30	1935	30	1053	30	1076	30	1123	30	998	30
0	40	0	40	1117	40	923	40	1052	40	916	40
0	50	0	50	1057	50	1682	50	966	50	886	50
Fevereiro		Março		Abril		Maio		Junho		Julho	
ra	AB/4	ra	AB/4	ra	AB/4	ra	AB/4	ra	AB/4	ra	AB/4
500	0.5	185	0.5	262	0.5	452	0.5	410	0.5	852	0.5
562	0.75	238	0.75	350	0.75	609	0.75	526	0.75	1145	0.75
622	1	290	1	382	1	603	1	625	1	985	1
684	2	370	2	442	2	645	2	739	2	1125	2
486	2	255	2	307	2	644	2	827	2	1240	2
583	3	312	3	165	3	525	3	638	3	35	3
704	4	389	4	471	4	949	4	704	4	15	4
784	5	384	5	538	5	983	5	1109	5	-	5
918	8	427	8	652	8	1524	8	1846	8	53	8
867	10	607	10	688	10	250	10	294	10	28	10
979	15	757	15	850	15	373	15	448	15	29	15
1003	20	851	20	941	20	1784	20	1829	20	110	20
1082	30	869	30	907	30	4066	30	2509	30	252	30
1289	40	793	40	751	40	4396	40	4480	40	433	40
1484	50	688	50	670	50	2633	50	2972	50	1564	50

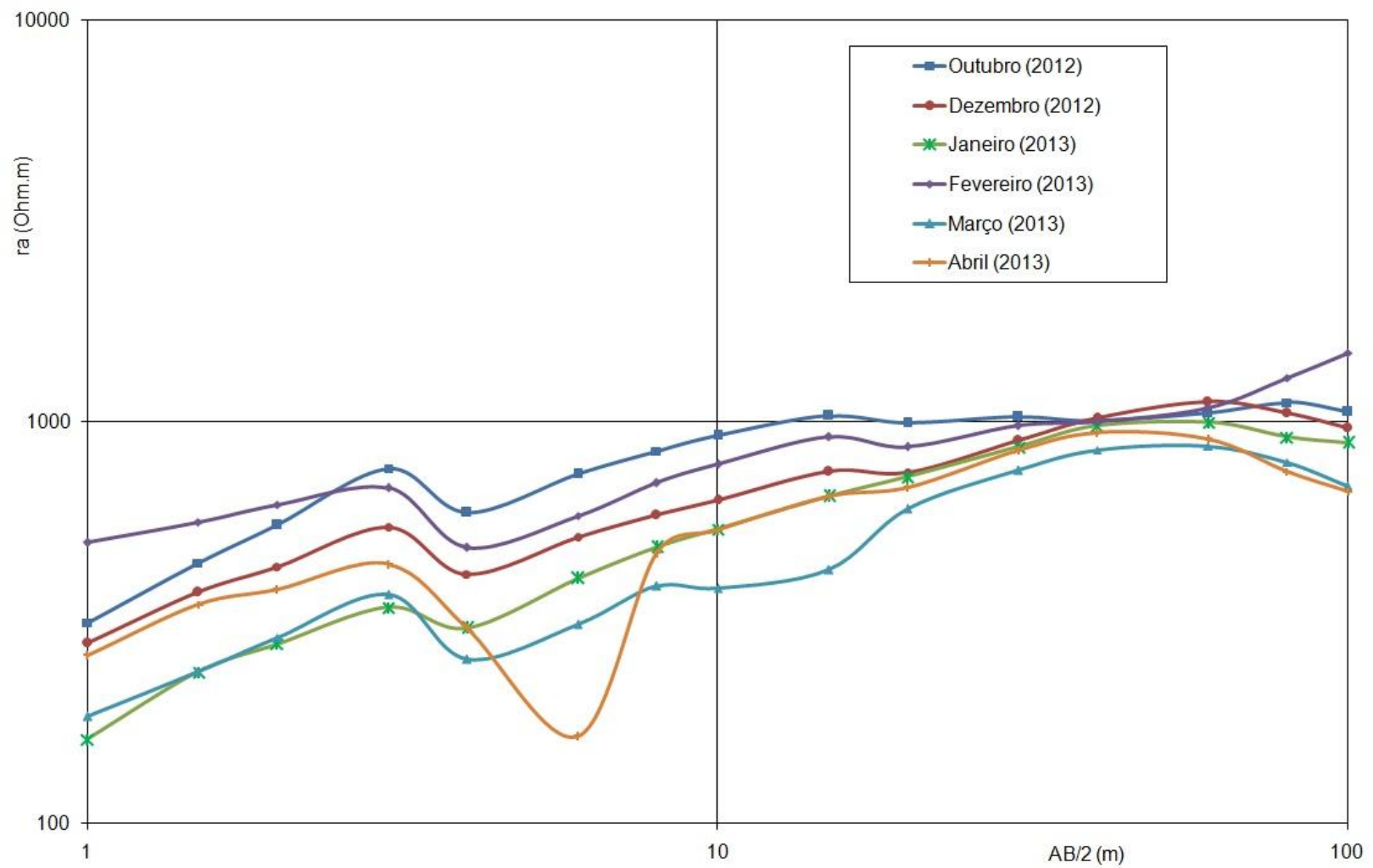
A interpretação das curvas de campo das SEVs selecionadas foi realizada com base na representação gráfica dos dados em conjunto com o nível piezométrico correspondente (Figura 14). A inversão dos eixos de representação (resistividade aparente localizada no eixo x e  $AB/4$  no eixo y) teve como intuito permitir a visualização das variações da resistividade aparente de modo semelhante à perfilagem de poços. Tal representação favoreceu ainda a comparação direta das curvas de campo com o nível da água (NA), que foi plotado em gráfico de barras no eixo secundário do mesmo plano.

Pode-se observar que a redução nos valores de resistividade ocorreu inicialmente entre 1 e 5 metros de profundidade, correspondendo a camada de umidade do solo da zona não saturada. Posteriormente, analisando os pontos representados no gráfico de dispersão, verificar-se que os valores de resistividade aparente se estabilizam ou apresentam nova redução, porém menos significativa, entre 8 e 10 metros, coincidindo com os valores do nível piezométrico medido em cada mês. E por fim, a resistividade aparente apresenta diminuição nas profundidades próximas de 100 metros, exceto no mês de fevereiro, que demonstrou um aumento a partir da profundidade de investigação 20 metros.

A representação em conjunto das mesmas curvas de campo (porém adotando  $AB/2$  a fim de facilitar a elaboração do gráfico bilogarítmico) permitiu inferir um padrão geolétrico durante o ano hidrológico monitorado (Figura 15). As variações mais significativas com relação à resistividade aparente foram registradas para os valores de  $AB/2$  inferiores a 20 metros (correspondendo aproximadamente aos níveis da água subterrânea monitorada ou  $AB/4$  igual a 10 metros), por isso tais dados foram selecionados e comparados com índices de precipitação (Figura 16). Além disso, o solo tornou-se menos resistivo entre outubro e janeiro nas camadas até  $AB/2$  equivalente a 20 metros, com aumento significativo no mês de fevereiro, apresentou nova redução em março e foi elevado novamente em abril.



**Figura 14.** Gráfico de dispersão dos dados de profundidade de investigação (m) em função da resistividade aparente (Ohm.m) e gráfico de barras representando a profundidade da água na zona saturada (NA) em cada leitura



**Figura 15.** Gráficos bilogarítmicos de dispersão, com resistividade aparente ( $\Omega \cdot m$ ) em função do espaçamento ( $AB/2$ )..

A observação das curvas em conjunto (Figura 15) possibilitou a identificação de quatro camadas do solo. Inicialmente, entre as leituras de 1 e 1.5 metros de profundidade, foi definida uma camada superficial de solo úmido, cuja resistividade aparente responde de maneira mais rápida as variações na precipitação. O mês de fevereiro, sem precipitação acumulada para os dez dias anteriores ao monitoramento, apresentou resistividade aparente mais elevada nesta porção investigada em comparação com os demais meses.

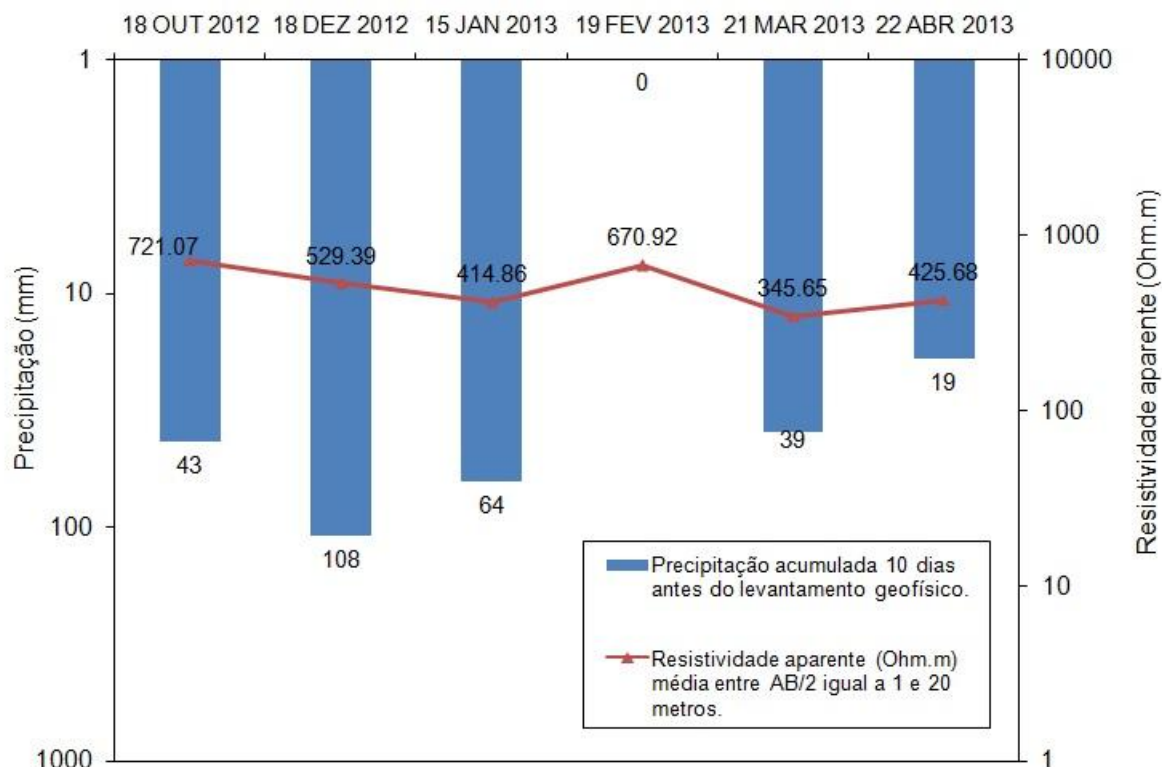
Posteriormente, entre os valores de  $AB/2$  equivalentes a 2 e 4 metros (correspondentes a profundidade de investigação de 1 e 1.5 metros), delimitou-se a camada de solo seco com resistividade aparente mais elevada em comparação com a camada superficial durante os meses observados. Infere-se deste modo, que esta representa a camada intermediária da zona de aeração do solo.

A partir de  $AB/2$  igual a 4 tem-se uma redução da resistividade aparente possivelmente associada água que emerge na zona saturada por capilaridade, sendo esta porção representativa da franja de capilaridade da zona de aeração.

O menor valor de resistividade aparente obtido foi registrado em abril, na profundidade de investigação igual a 3 metros ( $AB/2$  equivalente a 6 metros). Contudo, não se pode afirmar com certeza se este ponto representou a franja de capilaridade do aquífero que possivelmente atingiu a saturação máxima em função da elevação do nível freático decorrente da recarga ocorrida nos meses anteriores ou apenas um ponto anômalo dos demais.

Abaixo da franja de capilaridade pode-se inferir a presença do lençol freático (em torno de  $AB/2$  igual a 20 metros), limitando a zona de aeração da zona de saturação do solo. A partir de então os valores de resistividade demonstram-se mais uniformes em função do teor de água presente.

Por meio da Figura 16, observa-se que a resistividade aparente nas profundidades de investigação entre 1 e 20 metros é fortemente influenciada pelos eventos de precipitação. Durante o mês de outubro, o valor acumulado de precipitação para os 10 dias anteriores ao levantamento geofísico foi de 43 mm. O aumento da precipitação para o mesmo período de dezembro é o fator que condiciona a redução da resistividade aparente média analisada. Para o mês de fevereiro (0 mm) e abril (19 mm), as taxas de precipitação reduzidas elevam os valores de resistividades aparentes médias investigadas até 20 metros.



**Figura 16.** Gráfico com dois eixos: um representando a resistividade aparente média dos valores de AB/2 até 20 metros e outro indicando a precipitação acumulada dos 10 dias anteriores ao ensaio de campo.

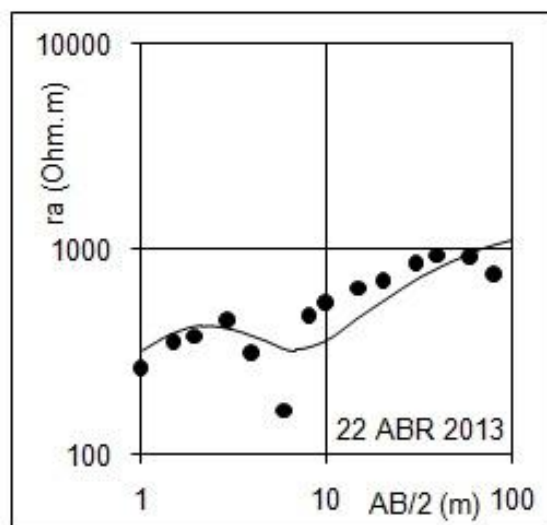
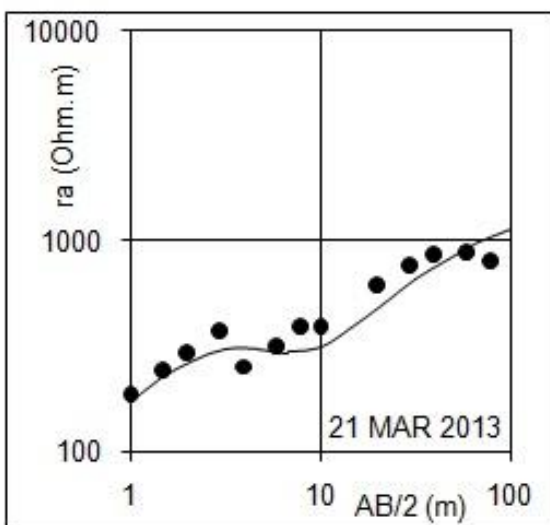
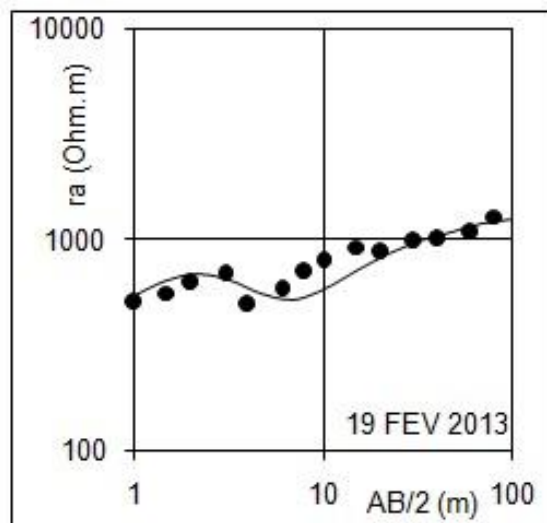
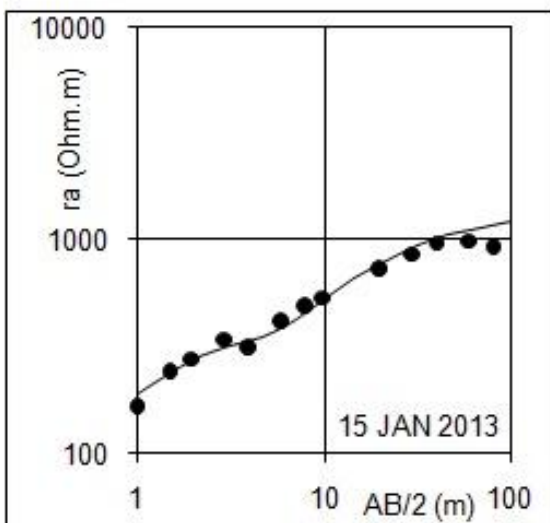
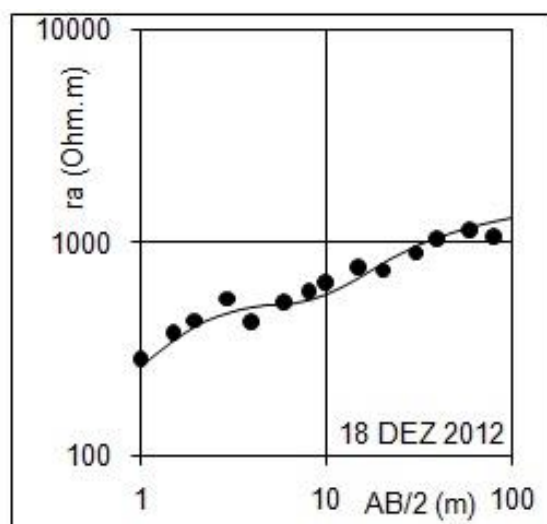
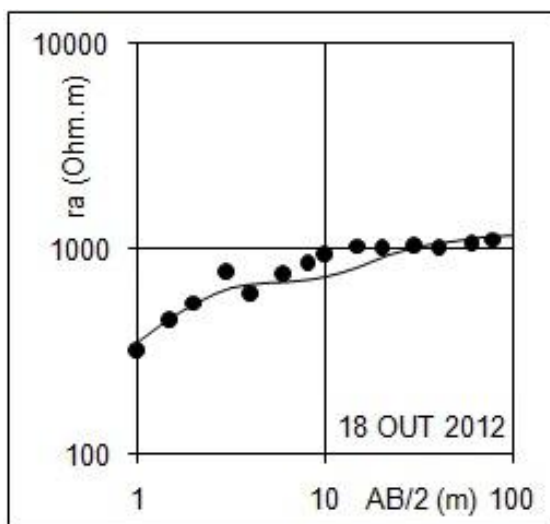
Após o processamento dos dados de campo, foram gerados seis modelos geoeletricos. Estes forneceram quatro camadas geoeletricas coincidindo com as informações obtidas por meio dos dados brutos anteriormente analisados (solo superficial úmido, solo seco, franja de capilaridade e zona saturada).

Observando as curvas geradas (Figura 17) e as camadas geoeletricas (Figura 18) pode-se verificar um padrão recorrente a partir de outubro de 2012 até abril de 2013, com quatro camadas. As primeiras camadas dos modelos apresentaram resistividade com valores entre 100 Ohm.m, para março de 2013, e 1000 Ohm.m, em novembro de 2012, e espessura em torno de 0.5 metros. A camada posterior demonstrou valores mais elevados de resistividade, chegando a 6000 Ohm.m, em outubro de 2012. A terceira camada apresenta espessura entre 2 e 5 metros, sendo menos resistiva, enquanto que na última camada a resistividade volta a se elevar.

A resistividade elétrica é definida como a dificuldade da corrente elétrica em percorrer um determinado material (Telford, 1990; Braga, 2007). Deste modo, a resistividade do solo é inversamente proporcional ao volume de água presente e ao conteúdo de material em solução nesta água. No caso dos solos, a dimensão das

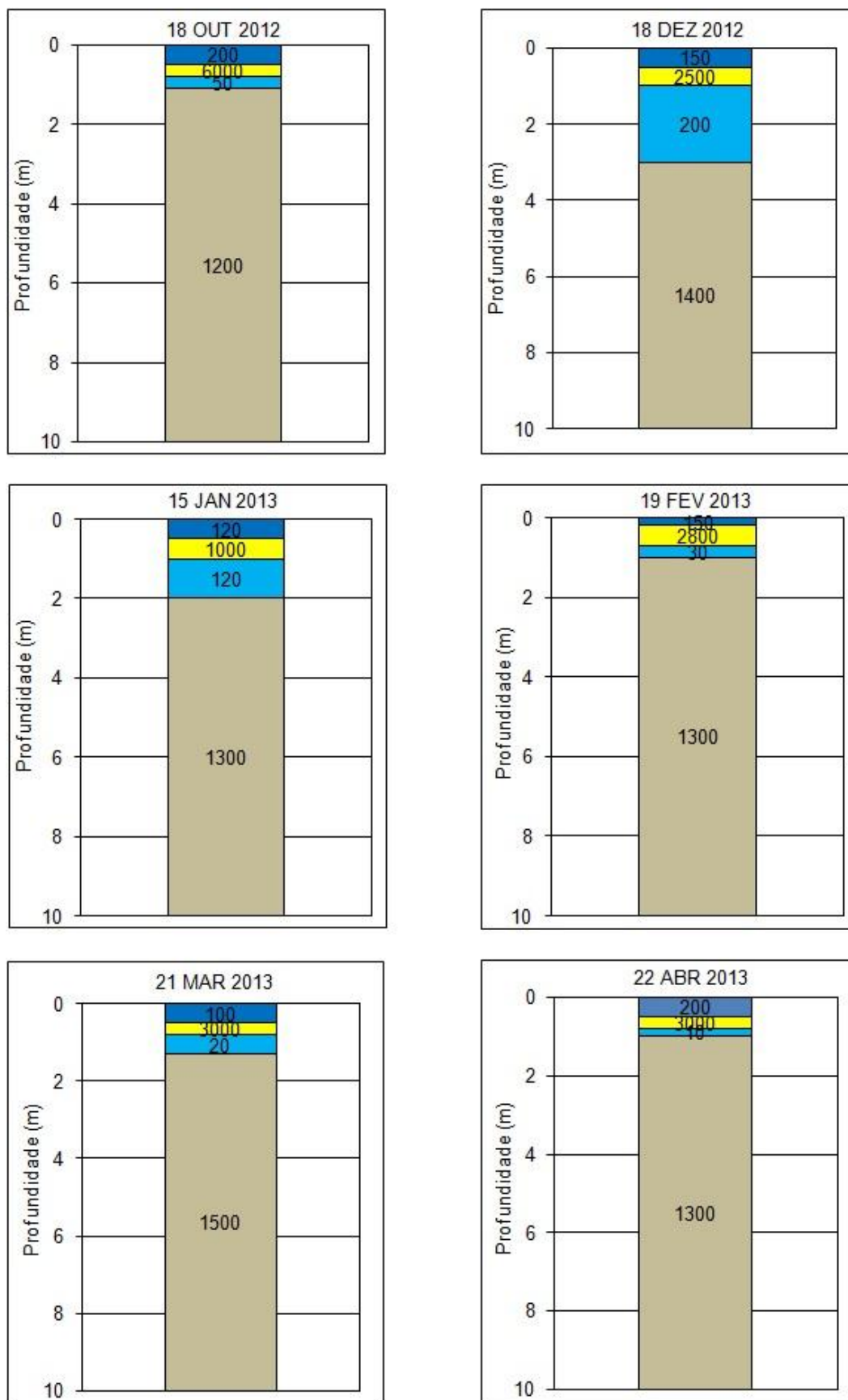
partículas constituintes e a porosidade também influenciam o valor da resistividade, uma vez que quanto menor o tamanho das partículas, maior a retenção de umidade e, portanto menor a resistividade (Nascimento et al, 2004).

A água presente no solo, em sua maioria, é originária das chuvas e infiltra no solo pelo fenômeno de capilaridade (Machado, 2007). Parte da água infiltrada pode permanecer na camada superficial do solo em função de sua textura e do teor de matéria orgânica (Machado, 2007). Desse modo, o levantamento geofísico possibilitou verificar a ocorrência de uma camada superficial úmida e pouco resistiva e nova da redução da resistividade na terceira camada, possivelmente relacionada a zona de capilaridade. Contudo, uma zona intermediária do solo demonstrou valores mais elevados de resistividade em comparação com as demais camadas de aeração do solo. Esse fenômeno possivelmente decorreu do fato desta porção representar o solo típico (latossolo vermelho), cujas características facilitam a percolação da água para camadas profundas e perda de umidade por evaporação ou evapotranspiração (Machado, 2007).



**Figura 17.** Graficos bilogarítmico representando o espaçamento de investigação em função da resistividade aparente (dados de campo representados pelos pontos) e em função da resistividade do modelo gerado.

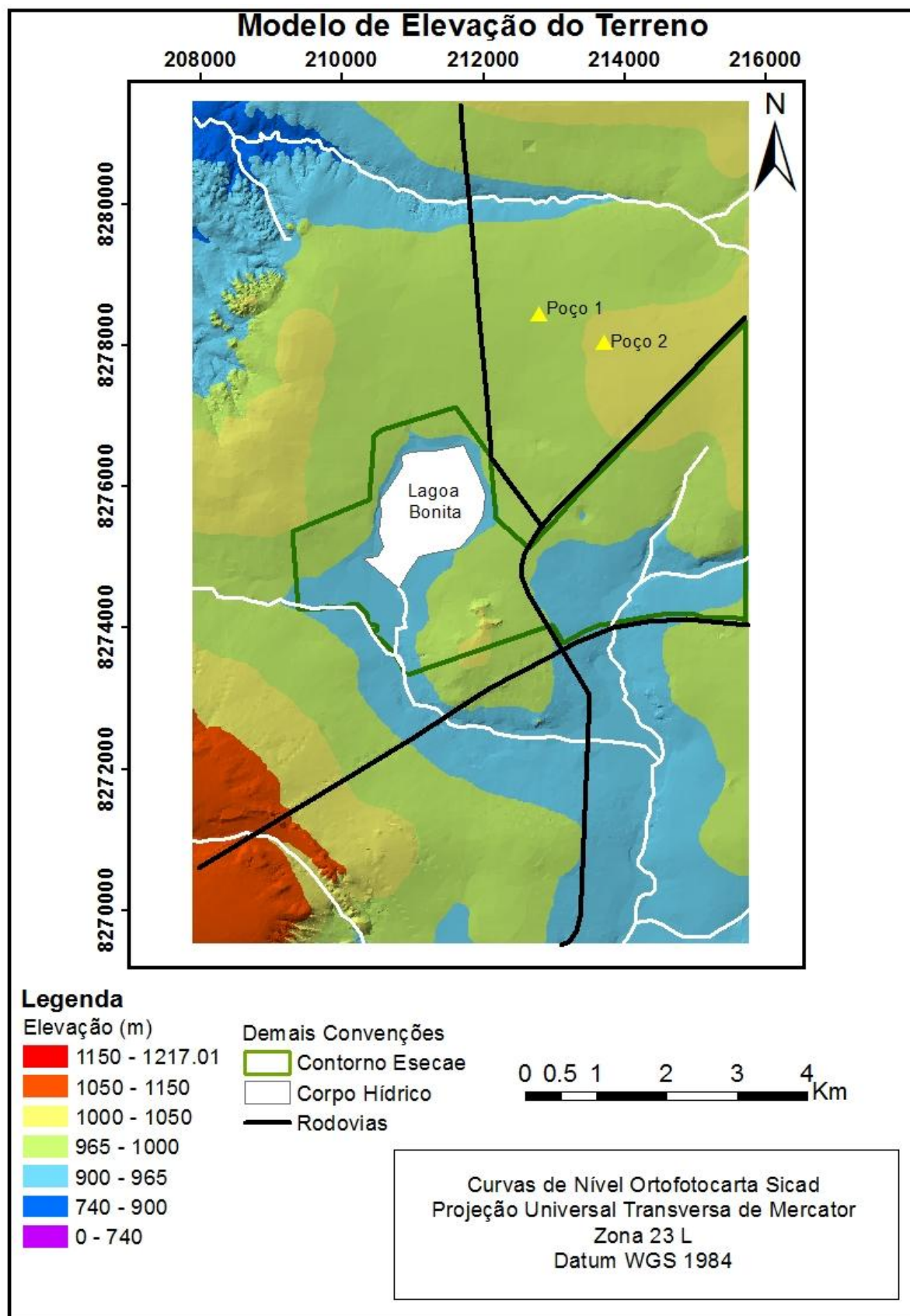




**Figura 18.** Camadas geolétricas.

### 6.3. MODELO DE ELEVAÇÃO DO TERRENO

O modelo de elevação permitiu que fossem visualizadas as condições topográficas da área de estudo. Por meio deste foram definidas as condições de contorno aplicadas no modelo matemático. Com isso foi possível observar que ambos os poços de monitoramento localizam-se no limite da área de estudo com um divisor topográfico de bacia (Figura 1). A água subterrânea que infiltra nas proximidades do poço 2 (990 metros de altitude) é distribuída para as direções norte, sul e oeste, alimentando o poço 1 e a Lagoa Bonita que, por sua vez da origem ao Ribeirão Mestre D'Armas. A água subterrânea que flui para o poço 1 (altitude de 993 metros), localizado na porção mais a noroeste da área de estudo, é drenada para direções norte e sul, provavelmente contribuindo para a manutenção hídrica da Lagoa.



**Figura 19.** Modelo digital de elevação da área de estudo.

#### 6.4. LEVANTAMENTO DE DADOS COMPLEMENTARES

Além dos dados referentes aos níveis freáticos foi necessário levantamento de dados de caracterização hidrogeológica da área de estudo. Com isso, foram obtidos dados de condutividade hidráulica a partir de Monteiro (1997), Souza e Campos (2001) e Távora (2010). Os valores de porosidade total foram adaptados a partir de Campos et al (2010). Os valores de porosidade efetiva foram obtidos segundo Mello e Castro (2011).

**Tabela 4.** Parâmetros hidrogeológicos adotados.

Camadas do modelo conceitual							
Camada não-saturada							
Tipos de solo	Condutividade hidráulica (m/s)			Porosidade efetiva (ne)	Porosidade total	Coeficiente de armazenamento específico (SS)	Coeficiente de produtividade específica (Sy)
	Kx	Ky	Kz				
Latossolo Vermelho e Vermelho-Amarelo	2.03E-05	2.03E-05	2.03E-05	0.1	0.69	0.002	0.004
Gleissolo Háptico e Melânico	1.00E-06	1.00E-06	1.00E-06	0.05	0.65		
Cambissolo Háptico	2.43E-07	2.43E-07	2.43E-07	0.03	0.66		
Camada saturada							
Domínio poroso	Condutividade hidráulica (m/s)			Porosidade efetiva (ne)	Porosidade total	Coeficiente de armazenamento específico (SS)	Coeficiente de produtividade específica (Sy)
	Kx	Ky	Kz				
P1	2.78E-04	2.78E-04	2.78E-04	0.1	0.69	0.002	0.05
P3	1.00E-06	1.00E-06	1.00E-06	0.05	0.65		
P4	2.43E-07	2.43E-07	2.43E-07	0.03	0.66		
Camada impermeável							
Camada uniforme	Condutividade hidráulica (m/s)			Porosidade efetiva (ne)	Porosidade total	Coeficiente de armazenamento específico (SS)	Coeficiente de produtividade específica (Sy)
	Kx	Ky	Kz				
		1.00E-07	1.00E-07	1.00E-07	0.00001	0.000015	6.90E-05

**Fonte:** Monteiro (1997); Souza e Campos (2001); Távora (2010); Campos et al (2010); Mello e Castro (2011); Feitosa e Manoel-Filho (1997).

Quanto ao armazenamento específico (Ss) do aquífero, foram utilizados valores apresentados por Feitosa e Manoel-Filho (1997). A partir destes, foram calculados valores do coeficiente de produtividade específica (Sy), como produto do armazenamento específico (S) pela espessura da camada analisada. Adotaram-se espessura média de 10 metros para a zona não saturada, 25 metros para a porção

saturada, com base em levantamentos geofísicos e trabalhos publicados (Campos e Freitas-Silva, 1998) e 10 metros para a zona impermeável a fim de delimitação do modelo.

A área de modelagem foi delimitada com base nos divisores topográficos de bacia, considerando ainda como condições de contorno adequadas a Lagoa Bonita, o Ribeirão Mestre D'armas e o Corrêgo Fumal. A Lagoa Bonita consiste num reservatório natural formado pela interceptação do aquífero freático em relação à superfície na cota de 950 metros. Esta é abastecida por águas subterrâneas e drenada por água subterrânea e superficial (Moraes e Campos, 2008). Com profundidade média de 1.4 m e volume de 2.4 milhões de  $\text{mm}^3$  de água (Moraes e Campos, 2008).

Com relação às variáveis climatológicas foram adotados os valores de precipitação e evapotranspiração real disponibilizados no site do INMET (2013) para o período de 14 de agosto de 2012 a 27 de setembro de 2013, totalizando 407 dias de monitoramento.

**Tabela 5.** Valores das variáveis climáticas.

<b>Período</b>	<b>Precipitação no período (mm)</b>	<b>Evapotranspiração no período (mm)</b>
14 AGO 2012	0	11.20
18 SET 2012	0	38.34
18 OUT 2012	45	108.80
20 NOV 2012	273.8	87.93
18 DEZ 2012	218.4	106.28
15 JAN 2013	97.4	92.48
19 FEV 2013	263	94.75
21 MAR 2013	125.4	96.62
22 ABR 2013	203.6	73.42
20 MAI 2013	6.2	60.34
26 JUN 2013	67.6	29.22
29 JUL 2013	0	15.65
23 AGO 2013	1	8.78
27 SET 2013	23	50.38

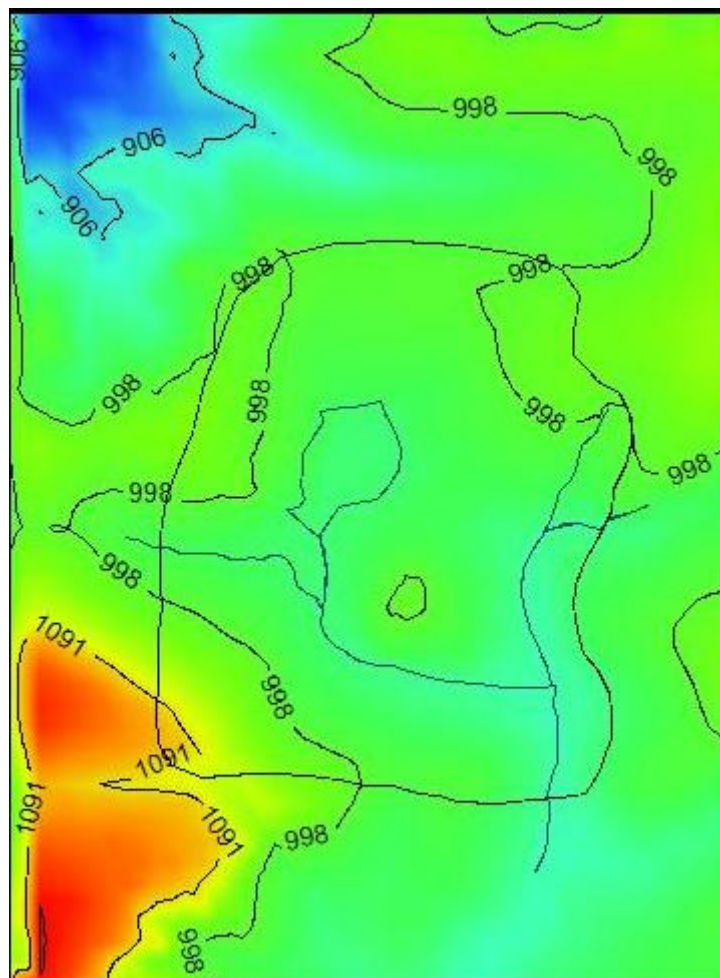
**Fonte:** INMET (2013).

## 6.5. MODELAGEM CONCEITUAL E NUMÉRICA

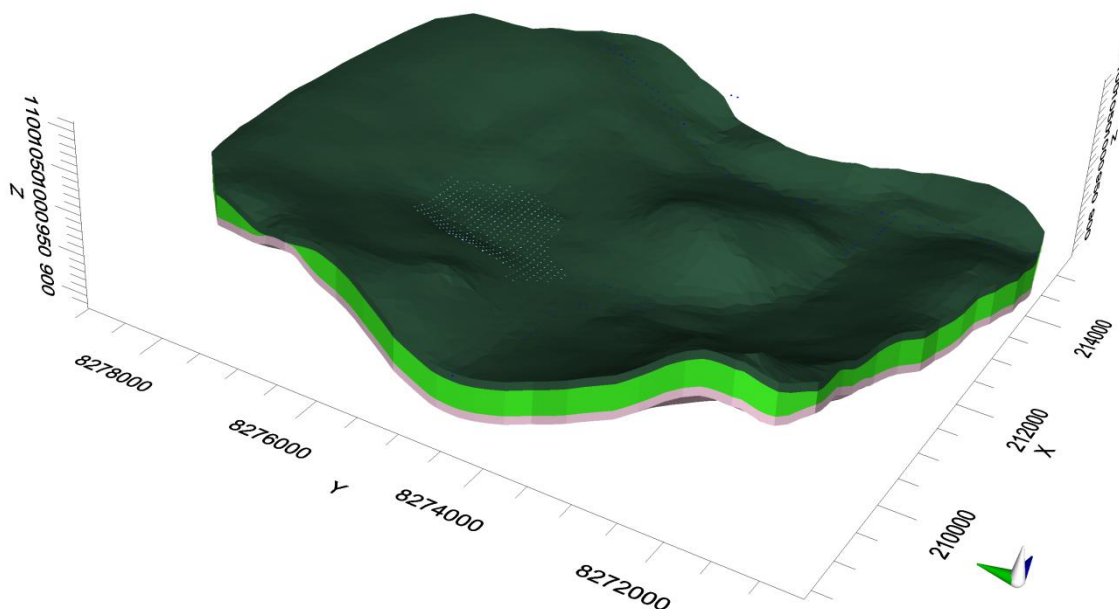
Para modelagem foi delimitada uma área com cerca de aproximadamente 50  $\text{km}^2$ , delineada pelos divisores topográficos (Figura 20). A modelagem conceitual

realizada permitiu a visualização das camadas de aeração, saturação e impermeável da área de estudo (Figura 21) em formato tridimensional. Por meio desta, pode-se observar a conformação do relevo local e a tendência de acompanhamento da água subterrânea com relação às respectivas condições topográficas.

A modelagem matemática consiste na representação do meio ambiente com base em um modelo conceitual, criado com base no levantamento e na interpretação de dados do sistema real (Iritani, 1998). Desse modo, o modelo conceitual permite a visualização da conformação atual do sistema, facilitando a observação espacial dos parâmetros hidrogeológicos em cada uma das camadas.



**Figura 20.** Superfície do modelo indicando variação de altitude (valores mais altos em vermelho e mais baixos em azul escuro) com o contorno da área modelada em destaque.

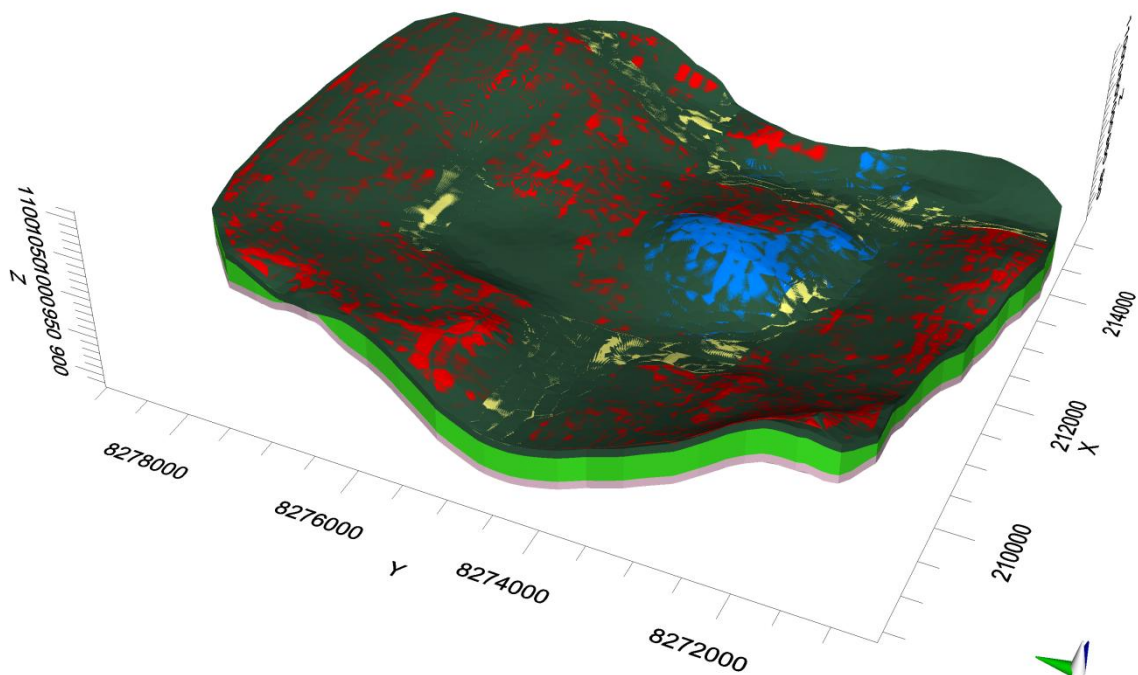


**Figura 21.** Modelo conceitual da área de estudo

Com base na Figura 21 foi possível visualizar a distribuição espacial das camadas do solo, sendo a camada verde clara representativa da zona saturada. A partir da elaboração do modelo conceitual foram obtidas unidades diferenciadas em função dos parâmetros adotados para a modelagem. Deste modo, pode-se visualizar a conformação de zonas em função da variação de dados de condutividade hidráulica, porosidade efetiva e total, coeficiente de armazenamento específico e coeficiente de produtividade específica (Figura 22 e 23).

A partir da modelagem numérica foram obtidas três zonas em função dos valores de condutividade hidráulica. Deste modo, observa-se que na camada superficial, predominam valores de alta condutividade na porção central e norte da área de estudo, correspondendo ao sistema aquífero poroso P1, contrapondo-se aos valores de baixa condutividade nas cores azul e amarelo, correspondendo aos sistemas aquíferos P3 e P4, respectivamente.



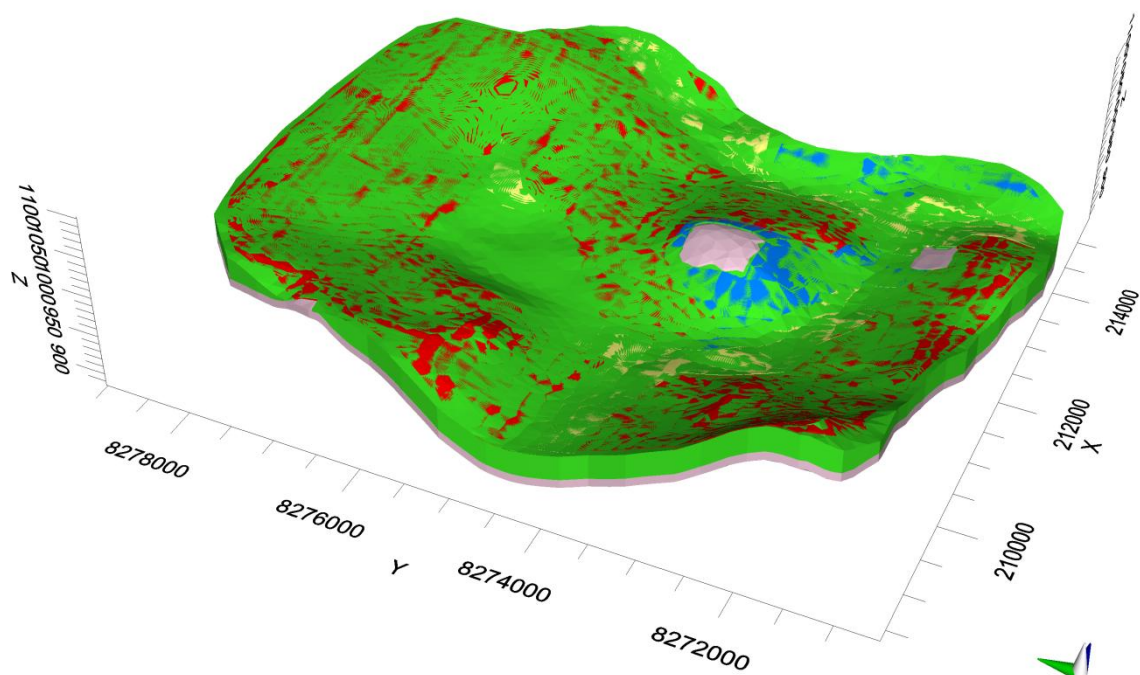


**Figura 22.** Distribuição dos valores de condutividades hidráulicas, porosidade (total e efetiva) e armazenamento específico da camada de aeração na área de estudo, com valores mais baixos em azul e mais elevados em vermelho.

Com relação aos valores de armazenamento e porosidade, observa-se distribuição semelhante, com valores predominantemente mais altos na porção norte e central (Figura 22). O mesmo ocorre para os parâmetros distribuídos na segunda camada referente à zona de saturação (Figura 23).

Este padrão é determinado pela conformação pedológica e hidrológica do domínio poroso em estudo. Deste modo, ao analisar a camada superficial entre 0 e 10 metros e a camada saturada, localizada entre 10 e 30 metros, observa-se correspondência entre os parâmetros hidrogeológicos, uma vez que o aquífero poroso é diretamente influenciado pela formação superficial existente.





**Figura 23.** Distribuição dos valores de condutividade hidráulica, porosidade (total e efetiva) e armazenamento específico para zona de saturação, com valores mais baixos em azul e mais elevados em vermelho.

Com base nas áreas delimitadas pelo modelo para os sistemas aquíferos P1, P3 e P4, foram calculadas suas respectivas áreas. Deste modo, o sistema P1 apresentou área de aproximadamente 35 km<sup>2</sup>, enquanto que os sistemas P3 e P4 totalizaram 6 km<sup>2</sup> e 4 km<sup>2</sup>, respectivamente.

Desse modo, considerando a área total (35 km<sup>2</sup>), a variação anual do nível freático (2,14 metros) e a porosidade efetiva (0.1) do domínio aquífero poroso no sistema P1 foi possível estimar a reserva renovável, de acordo com Campos e Freitas-Silva (1998), em um valor equivalente a 7 milhões e 490 mil m<sup>3</sup> por ano que corresponde à reserva renovável ou reguladora do aquífero, isto é, a quantidade de água livre armazenada no aquífero e que responde às influências sazonais. Considerando a definição de Campos e Freitas-Silva, este valor corresponde ainda à reserva explotável da região, ou seja, a taxa de vazão segura a ser extraída deste aquífero ao longo de um ano sem prejuízo da sua capacidade de suporte.

## **7. CONCLUSÃO**

Por meio deste estudo foi possível verificar a influência da sazonalidade com relação aos processos de recarga e descarga dos recursos hídricos subterrâneos e definir a reserva renovável e explotável do sistema aquífero poroso na área de estudo de aproximadamente 7 milhões e 500 mil m<sup>3</sup>/ano. Observaram-se então dois períodos caracteristicamente marcados pelos índices de precipitação, com redução do nível freático entre os meses de junho e dezembro e posterior recarga, entre dezembro e maio.

Deste modo, salienta-se a importância da água subterrânea para manutenção dos recursos hídricos superficiais, uma vez que, a descarga dos recursos hídricos subterrâneos mantém o nível d'água nos corpos hídricos em períodos de estiagem. Com isso, pode-se evidenciar o papel da água subterrânea com relação a manutenção da Lagoa Bonita.

Os dados geofísicos demonstraram-se satisfatórios quando correlacionados aos níveis freáticos, indicando estabilização dos valores de resistividade do solo na camada saturada. A modelagem matemática, por sua vez, permitiu apenas a visualização gráfica em três dimensões dos parâmetros hidrogeológicos condutividade hidráulica, porosidade e coeficientes de produtividade e de armazenamento do sistema aquífero poroso.

## **8. CONSIDERAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES**

Diante dos resultados obtidos salienta-se a necessidade de continuidade no monitoramento da água subterrânea, com aumento no número de poços de observação. Além disso, sugere-se a realização de análises de propriedades hidrogeológicas na área de estudo, tais como porosidade e condutividade hidráulica a fim de fornecer informações mais detalhadas e permitir a continuidade do processo de modelagem matemática iniciada neste trabalho.

Além disso, recomenda-se o monitoramento de variáveis meteorológicas na área de estudo, com a instalação de pluviômetros próximos aos poços de monitoramento e estimativa dos valores de evapotranspiração.

Com relação aos ensaios geofísicos propõe-se a realização de novos perfis de levantamento a fim de serem utilizados para a elaboração dos mapas de superfícies potenciométricas utilizadas junto à modelagem matemática.

O fornecimento de informações hidrogeológicas por métodos diretos e indiretos consiste num arcabouço essencial não apenas para a compreensão da dinâmica hídrica atual, mas também para a proposição de planos de manejo visando cenários futuros que possam ser configurados. Deste modo, os dados obtidos possibilitaram identificar as variações sazonais na região e foram utilizados como base para a definição da reserva explotável do sistema aquífero P1 do domínio poroso.

## REFERÊNCIAS

ADASA. *Lei nº 2.725*, DE 13 de junho de 2001. Institui a Política de Recursos Hídricos e cria o Sistema de Gerenciamento de Recursos Hídricos do Distrito Federal. Diário Oficial de República Federativa do Brasil, Brasília, DF, 13 de junho de 2001.

ADASA. *RESOLUÇÃO nº. 350*, de 23 de junho de 2006 Estabelece os procedimentos gerais para requerimento e obtenção de outorga do direito de uso dos recursos hídricos em corpos de água de domínio do Distrito Federal e em corpos de água delegados pela União e Estados. Adasa: Legislação de recursos hídricos. Disponível em: <  
[http://www.adasa.df.gov.br/images/stories/anexos/cidadao/legislacao/resolucao350\\_2006.pdf](http://www.adasa.df.gov.br/images/stories/anexos/cidadao/legislacao/resolucao350_2006.pdf)> . Acesso em: 25 de jul. de 2013.

ADASA. *Resolução nº. 01*, de 17 de fevereiro de 2010. Homologa o Reposicionamento Tarifário Provisório de março de 2012, a vigorar no período de 1º de março de 2012 a 28 de fevereiro de 2013, e dá outras providências. Adasa: Legislação de recursos hídricos. Disponível em: <  
[http://www.adasa.df.gov.br/images/stories/anexos/resolucao001\\_2010\\_outorgacanaiss.pdf](http://www.adasa.df.gov.br/images/stories/anexos/resolucao001_2010_outorgacanaiss.pdf)>. Acesso em: 25 de jun. de 2013.

ALMEIDA, C.N. *Modelagem integrada de recursos hídricos com apoio de um sistema de informação geográfica*. São Paulo: Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade Estadual de São Paulo, Tese de Doutorado, 2006. 125 p.

ANDERSON, M.P.; WOESSNER, W.W. *Applied Groundwater Modelling: Simulation of Flow and Advective Transport*. London: Academic Press, Inc., 1992, 381 p

BANERJEE, P.; SINGH, V.S. Optimization of pumping rate and recharge through numerical modeling with special reference to small coral island aquifer. *Physics and Chemistry of the Earth*, India, v. 36, p. 1363-1372, 2011.

BOUWER, H. 1978. *Ground Water Hydrology*. New York:McGraw-Hill. 480 p

BIAS, E.S. Uso e ocupação do solo: análise temporal. In: Fonseca, F. O. (Org.). *Águas Emendadas*. Brasília: Secretaria de Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente. 2008. p. 433-440.

BRAGA, A. C. de Oliveira. *Métodos Geofísicos Aplicados: Módulo Hidrogeologia*. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista, 2007. 79 p.

BRASIL. *Lei nº 9.433*, de 8 de janeiro de 1997. Institui a Política Nacional de Recursos Hídricos, cria o Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos, regulamenta o inciso XIX do art. 21 da Constituição Federal, e altera o art. 1º da Lei nº 8.001, de 13 de março de 1990, que modificou a Lei nº 7.990, de 28 de dezembro de 1989. Disponível em: <[http://www.planalto.gov.br/ccivil\\_03/LEIS/l9433.htm](http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/LEIS/l9433.htm)>. Acesso em: 15 de jul. 2013.

CABRAL, J. Movimento das águas subterrâneas. In: FEITOSA, A.C.; MANOEL-FILHO, J.M (Coor.). *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. Fortaleza: CPRM, LABHID-UFPE, 1997, 412 p.

CABRAL, J.; DEMÉTRIO, J.G.A. Aplicação de modelos em hidrogeologia. In: FEITOSA, A.C.; MANOEL-FILHO, J.M (Coor.). *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. Fortaleza: CPRM, LABHID-UFPE, 1997, 412 p.

CAMPOS, J.E.G. Hidrogeologia do Distrito Federal: Bases para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos. *Revista Brasileira de Geociências*, Brasil, v. 34, p. 41-48, 2004.

CAMPOS, J.E.G.; FREITAS-SILVA, F.H. *Hidrogeologia do Distrito Federal*. In: *Inventário hidrogeológico e dos recursos hídricos superficiais do Distrito Federal*. Brasília: IEMA-SEMATEC/ Universidade de Brasília, parte I., v. 2. 1998, 66p.

CAMPOS, P.M.; LACERDA, M.P.C.; SILVA, C.L.; SÁ, M.A.C.; SOUSA, D.M.G. Drenagem interna como fator de diferenciação de Latossolos do Distrito Federal. *Pesq. agropec. bras.*, Brasília, v.45, n.3, p.306-314, 2010.

CEDERSTROM, D.J. *Água subterrânea: uma introdução*. Rio de Janeiro: Centro de Publicações Técnicas da Aliança, 1964. 280 p.

CONSELHO NACIONAL DE RESURROS HÍDRICOS (CNRH) *Resolução nº 15*, de 11 de janeiro de 2001. Estabelece diretrizes gerais para a gestão de águas subterrâneas. Brasília: Diário Oficial da União. Disponível em: <[http://www.cnrh.gov.br/index.php?option=com\\_content&view=article&id=14](http://www.cnrh.gov.br/index.php?option=com_content&view=article&id=14)>. Acesso em: 20 de jul. 2013.

\_\_\_\_\_. *Resolução nº 22*, de 24 maio de 2002. Estabelece diretrizes para inserção das águas subterrâneas no instrumento Planos de Recursos Hídricos. Brasília: Diário Oficial da União. Disponível em: <[http://www.cnrh.gov.br/index.php?option=com\\_content&view=article&id=14](http://www.cnrh.gov.br/index.php?option=com_content&view=article&id=14)>. Acesso em: 20 de jul. 2013.

COSTA, W.D. Uso e gestão de água subterrânea. In: FEITOSA, A.C.; MANOEL-FILHO, J.M. (Coor.). *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. Fortaleza: CPRM, LABHID-UFPE, 1997, 412 p.

CRISTOFOLETTI, A. *Modelagem de sistemas ambientais*. São Paulo: Blucher, 1999. 236 p.

CUTRIM, A.O.; SHIRAIWA, S. Prospecção de água subterrânea no sudoeste do município de Rondonópolis (MT) usando sondagem elétrica vertical. *Revista Brasileira de Geofísica*, Brasil, v. 29, n. 4, p. 745-752, 2011.

EMBRAPA. *Levantamento de reconhecimento dos solos do Distrito Federal*. Rio de Janeiro: EMBRAPA-SNLCS, 1978. 455 p.

EUNICE, V.B.; LUIZ, J.G.; LEAL, L.R.B.; FENZL, N.; MORALES, G.P. Diagnóstico sobre contaminação das águas subterrâneas na área do parque estadual do Utinga, Belém - PA, pelos métodos elétrico e eletromagnético. *Revista Brasileira de Geofísica*, Brasil, v. 29, n. 4, p. 753-770, 2011.

FERNANDES, G.; RAMOS, A.C.A.; SOUSA, E.C.; COSTA, C.T.F. Solução da equação do potencial hidráulico de águas subterrâneas através do método dos elementos finitos com auxílio de ferramentas computacionais. In: Encontro Universitário da UFC no Cariri, 3., 2011, Juazeiro do Norte. *Anais...*, Juazeiro do Norte: Universidade Federal do Ceará, 2011.

FETTER C. W. *Applied Hydrogeology*. Englewood Cliffs: Prentice-Hall, 1994. 691 p.

FRAGOSO, C.R.J.; FERREIRA, T.F.; MARQUES, D.M. *Modelagem ecológica em ecossistemas aquáticos*. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 303 p.

FRANKE, O.R.; REILLY, T.E. & BENNET, G.D. *Definition of Boundary and Initial Conditions in the Analysis of Saturated GroundWater Flow Systems – An Introduction. Techniques of Water-Resources Investigations of the U. S. Geological Survey. Applications of Hydraulics*. Reston: USGS, Chapter B5, 1987. 22p.

FREITAS-SILVA F.H.; CAMPOS J.E.G. Geologia do Distrito Federal. In: IEMA/SEMATEC/UnB. *Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal*. Brasília. IEMA/ SEMATEC/UnB, v. 1, Parte I. 1998. 86p.

FREZE, R. A., CHERRY, J.A. *Groundwater*. New Jersey: Prentice-Hall, 1979. 604p

GAO, H. Groundwater Modeling for Flow Systems with Complex Geological and Hydrogeological Conditions. *Procedia Earth and Planetary Science*, n. 3, p. 23-28, 2011.

GOMES,C.C.; CASTRO, M.A.H. Análise comparativa entre a modelagem de aquíferos regionais utilizando o método de elementos analíticos (split) e o método de diferenças finitas (modflow). In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 12, 2002, Florianópolis. *Anais...*, Florianópolis: Associação Brasileira de Águas Subterrâneas, 2002.

GONÇALVES, T.D. *Geoprocessamento como ferramenta para a gestão dos recursos hídricos subterrâneos na região do Distrito Federal*. Brasília: Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 2007. 225p.

GREENTEC TECNOLOGIA AMBIENTAL. *Zoneamento Econômico Ecológico do Distrito Federal*. 2010. Disponível em: < <http://www.zee-df.com.br/> >. Acesso em: 20 de nov. 2013.

GUIMARÃES, P. B. V.. RIBEIRO, M. M. R. Aspectos institucionais e outorga de águas subterrâneas para uso industrial no baixo curso do Rio Paraíba, estado da Paraíba, Brasil. *Ambi-Água*, Taubaté, v. 4, n. 2, p. 135-146, 2009.

HIRATA, R. Recursos hídricos. In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M.C.; TAIOLI, F. (Org.) *Decifrando a terra*. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2008, 623 p.

HIRATA, R. *Heterogeneidade e anisotropia*. 2008. Disponível em: < <http://porhi.wikispaces.com/Heterogeneidade+e+anisotropia>>. Acesso em: 28 set. 2013.

HIRATA, R. *Coeficiente de armazenamento específico*. 2008b. Disponível em: < <http://porhi.wikispaces.com/Heterogeneidade+e+anisotropia>>. Acesso em: 28 set. 2013.

HIRATA, R.; ZOBY, J.L.G., OLIVEIRA, F.R.O. Água Subterrânea: reserva estratégica ou emergencial. In: BICUDO,C.; TUNDISI, J.; SCHEUENSTUHL, M.



(Org.). *Águas do Brasil: análises estratégicas*. 1 ed. São Paulo: Instituto de Botânica, 2010, v. 1, p. 144-164.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). *Manual técnico de pedologia*. Rio de Janeiro: IBGE, 2007. 316 p. Disponível em: <<http://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/livros/liv37318.pdf>>. Acesso em: 20 de mai. 2013.

\_\_\_\_\_. *Pesquisa Nacional de Saneamento Básico*. Rio de Janeiro: IBGE, 2008. 219 p. Disponível em: <[http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/condicaodevida/pnsb2008/PNSB\\_2008.pdf](http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/condicaodevida/pnsb2008/PNSB_2008.pdf)>. Acesso em: 13 de set. 2013.

INMET. *Dados meteorológicos de estações automáticas*. 2013. Disponível em: <[http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=home/page&page=rede\\_estacoes\\_auto\\_graf](http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=home/page&page=rede_estacoes_auto_graf)>. Acesso em: 20 de ago. 2013.

IRITANI, M.A. *Modelação matemática tridimensional para a proteção das captações de água subterrânea*. São Paulo: USP, Tese Doutorado, 1998. 200 p.

IRESO, A.M.; KAMP, G.; NACHSHON, U. WHEATER, H.S. Hydrogeological processes in seasonally frozen northern latitudes: understanding, gaps and challenges. *Hydrogeology Journal*, Berlin, v. 21, p. 53-66, 2013.

KARMANN, I. Ciclo da água, água subterrânea e sua ação geológica. In: TEIXEIRA, W.; FAIRCHILD, T. R.; TOLEDO, M.C.; TAIOLI, F. (Org.) *Decifrando a terra*. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 2008, 623 p.

KELSON, V. Predicting Collector Well Yields with Modflow. *Ground Water*, v. 50, n. 6, p. 918-926, 2012.

KOEFOD O. *Resistivity Sounding Measurements* Amsterdam: Elsevier, 1979. 276 p.

LACERDA, M.P.C. Solos. Hidrogeologia. In: Fonseca, F. O. (Org.). *Águas Emendadas*. Brasília: Secretaria de Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente, 2008. p. 122-131.

LAMARI, C.R. (Coor.). *Os recursos hídricos da Terra*. Campinas: Editora Unicamp, 2000, bloco 4, parte 1, 146 p.

LEVY, J.; XU, Y. Review: Groundwater management and groundwater/surface-water interaction in the context of South African water policy. *Hydrogeology Journal*, v. 20, p. 205-226, 2012.

LIMA, E. *Recursos hídricos no Brasil e no mundo*. Planaltina: Embrapa Cerrados, 2001. 44 p.

LIMA, W.P. *Hidrologia florestal aplicada ao manejo de bacias hidrográficas*. 2 ed. Piracicaba: USP, 2008. 243 p.

LOUSADA, E.O.; CAMPOS, J.E.G. Proposta de modelos hidrogeológicos conceituais aplicados aos aquíferos da região do Distrito Federal. *Revista Brasileira de Geociências*, Brasil, v. 35, n. 3, p. 407-414, 2005.

MACEDO, J. Solos da região do Cerrado. In: ALVAREZ, V. H.; FONTES, L. E. F.; FONTES, M. P. F.(orgs). *O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado*. Viçosa: Universidade Federal de Viçosa, 1996. p. 135-156.

MAIA, J.M.F.; BAPTISTA, G.M.M. Clima. In: Fonseca, F. O. (Org.). *Águas Emendadas*. Brasília: Secretaria de Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente, 2008. p. 101-110.

MAKSoud, H. O estado atual dos conhecimentos sobre os recursos de água no nordeste. *Revista Brasileira de Geografia*, Brasil, n. 1, p. 3-121, 1961.

MANOEL-FILHO, J.M. Água subterrânea: história e importância. In: FEITOSA, A.C.; MANOEL-FILHO, J.M. (Coord.). *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. Fortaleza: CPRM, LABHID-UFPE, 1997. 412 p.

MANOEL-FILHO, J.M. Ocorrência das águas subterrâneas. In: FEITOSA, A.C.; MANOEL-FILHO, J.M. (Coord.). *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. Fortaleza: CPRM, LABHID-UFPE, 1997b. 412 p.

MARTINS, E.S.; REATTO, A.; FARIAS, M.F.R.; SILVA, A.V.; BLOISE, G.L.F.; CARDOSO, E.A. *Geologia da margem direita do Córrego Divisa, Bacia do São Bartolomeu – DF, escala 1:10.000*. Planaltina: Embrapa Cerrados, 2002. 21 p.

MCDONALD, M.G.; HARBAUGH, A.W.. *A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model: Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey*. EUA: USGS, 1988. 586 p.

MELLO, R. M. E CASTRO, C M.S.N. Exploração de água subterrânea no Distrito Federal. Gestão por sistema hidrogeológico. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 19... *Anais...* Maceiro: Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 2011.

MIERZWA, J. C.; HESPANHOL, I.. *Água na indústria: uso racional e reúso*. São Paulo: Oficina de textos, 2005. 143p.

MILLER, G.T. *Ciência ambiental*. São Paulo: Cenagage Learning, 11 ed., 2008. 592 p.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA). *Plano Nacional de Recursos Hídricos. Documento base de referência – minuta*. Brasília: Secretaria Nacional de Recursos Hídricos e Agência Nacional das Águas, 2003. Disponível em: <[http://www.ana.gov.br/pnrh/DOCUMENTOS/5Textos/20Plano%20Nacional4\\_04\\_03.pdf](http://www.ana.gov.br/pnrh/DOCUMENTOS/5Textos/20Plano%20Nacional4_04_03.pdf)>. Acesso em: 21 jul. 2003.

MONTEIRO, M.P. *Estudo de percolação e dispersão de efluentes de fossas sépticas no solo*. Brasília: Departamento de Engenharia Civil, Faculdade de Tecnologia, Universidade de Brasília, Dissertação de Mestrado, 1997. 139 p.

MORAES, L.L. Utilização de água subterrânea. In: Fonseca, F. O. (Org.). *Águas Emendadas*. Brasília: Secretaria de Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente. 2008. p. 426-428.

MORAES, L. L.; CAMPOS, J. E. G. Hidrogeologia. In: Fonseca, F. O. (Org.). *Águas Emendadas*. Brasília: Secretaria de Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente. 2008. p. 122-131.

MOUSINHO, D.S. *Simulação numérica do fluxo hídrico subterrâneo na bacia hidrográfica do rio Pitimbu - RN*. Rio Grande do Norte: Centro de Tecnologia. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Dissertação de Mestrado, 2012. 100 p.

NASCIMENTO, C.T.C.; PIRES, A.C.B.; MORAES, R.A.V. Reconhecimento de solos por meio de resistividade elétrica e radiação gama. *Revista Brasileira de Geociências*, Brasil, v. 34, n. 3, p. 383-392, 2004.

NYQUIST, J.E.; FREYER, P.A.; TORAN, L. Stream bottom resistivity tomography to map ground-water discharge. *Ground Water*, v. 46, n 4, p 561-569, 2008.

ORELLANA, E. *Prospeccion Geoelectrica en Corriente Continua*. Madrid, Paraninfo, 1972. 523p.

PATANKAR, S.V. *Numerical heat transfer and fluid flow*. New York: McGraw-Hill Book Company, 1980. 197 p.

PINTO, E.J.A.; LIMA, J.E.S.; DAVIS, E.G.; SILVA, A.J.; DANTAS, C.E.O.; CANDIDO, M.O.; PALMIER, L.R.; MONTE-MOR, R.C.A. Estimativa da recarga natural do aquífero livre de uma sub-bacia da bacia representativa de Juatuba (MG) aplicando

o método da variação dos níveis d'água (vna). In: Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 16, 2010, São Luis. *Anais...* São Luís, Associação Brasileira de Água Subterrânea, 2010.

RABELO-COELHO, V.H.; ALMEIDA, C.N.; SILANS, A.M.B.P. Análise da Flutuação do Nível D'água para Estimativa da Recarga Subterrânea da Bacia Representativa do Rio Gramame no Nordeste Brasileiro. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Brasil, v. 17, n.2, p. 241-252, 2012.

REATTO, A.; MARTINS, E.S.; FARIAS, M.F.R.; SILVA, A.V.; CARVALHO, O.A.J. *Mapa pedológico digital - SIG atualizado do DF escala 1:100.000 e uma síntese do texto explicativo*: Planaltina: Embrapa Cerrados, 2004. 31 p.

REBOUÇAS, C.A. Água doce no mundo e no Brasil. In: REBOUÇAS, A.C.; BRAGA, B.; TUNDISI, J.G (Org.). *Águas Doces no Brasil: Capital Ecológico, Uso e Conservação*. 3 ed. São Paulo: Escrituras, 2006. p. 1-35.

REBOUÇAS, C.A. Águas Subterrâneas. In: REBOUÇAS, A.C.; BRAGA, B.; TUNDISI, J.G (Org.). *Águas Doces no Brasil: Capital Ecológico, Uso e Conservação*. 3 ed. São Paulo: Escrituras, 2006b. p. 111-144.

ROCHA, G (Coor.). *Mapa de águas subterrâneas do Estado de São Paulo*: escala de 1:1.000.000. São Paulo: DAEE – IPT/SP – CPRM, 2005. 119 p.

RODRIGUEZ, L.B.; CELLO, A.P.; VIONNET, C.A.; GOODRICH, D. Fully conservative coupling of HEC-RAS with MODFLOW to simulate stream–aquifer interactions in a drainage basin. *Journal of Hydrology*, v. 353, p. 129– 142, 2008.

RUSHTON, K.R. Groundwater Hydrology: Conceptual and computational models. USA: University of Birmingham, 2005. 416 p.

SALGADO, G.S.M.; GALINKIN, M. Reserva da Biosfera do Cerrado. In: Fonseca, F. O. (Org.). *Águas Emendadas*. Brasília: Secretaria de Desenvolvimento Urbano e Meio Ambiente. 2008. p. 79-86.

SANTOS, H.G.; JACOMINE, P.K.T.; ANJOS, L.H.C.; OLIVEIRA, V.A.; LUMBRERAS, J.F.; RIZZATO, M.C.; ALMEIDA, J.A. ; CUNHA, T.J.F.; OLIVEIRA, J.B. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Brasília: Embrapa, 2013. 353 p.

SCHLUMBERGER WATER SERVICES. *Visual Modflow Flex*. 2012. Disponível em: < <http://www.swstechnology.com/groundwater-modeling-software/visual-modflow-flex>>. Acesso em: 10 abr. 2013

SECRETARIA DE ESTADO DE HABITAÇÃO, REGULARIZAÇÃO E DESENVOLVIMENTO URBANO (SEDHAB). *Ortofotocartas n° 23, 24, 38, 39, 55, 56, 72, 73*. 2009. Disponível em: < [http://www.sedhab.df.gov.br/mapas\\_sicad/index\\_sirgas.htm](http://www.sedhab.df.gov.br/mapas_sicad/index_sirgas.htm) >. Acesso em: 10 abr. 2013

SILVA, L. A.; SILVA, A.M.; COELHO, G.; MELLO, C.R.; PEREIRA, D.R. Groundwater recharge estimate at Alto Rio Grande - MG watershed. *Eng. Agríc., Jaboticabal, Brazil*, v. 32, n. 6, p.1097-1108, 2012. Disponível em <[http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0100-69162012000600011&lng=en&nrm=iso](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0100-69162012000600011&lng=en&nrm=iso)>. Acesso: 16 nov. 2013.

SOUNDER. *Gradient Geology and Geophysics*. 1991. Disponível em: <[http://www.cas.umt.edu/geosciences//faculty/sheriff/Sheriff\\_Vita\\_abstracts/Sheriff\\_software.htm](http://www.cas.umt.edu/geosciences//faculty/sheriff/Sheriff_Vita_abstracts/Sheriff_software.htm)>. Acesso em: 17 mar. 2012.

SOUZA, C.D. *simulação computacional do fluxo hídrico subterrâneo na região do Cariri e calibração utilizando gradiente das cargas hidráulicas*. Fortaleza: Departamento de Engenharia Hidráulica e Ambiental, Universidade Federal do Ceará, Dissertação de Mestrado, 2007. 117 p.

SOUZA, M.T.; CAMPOS, J.E.G. O papel dos regolitos nos processos de recarga de aquíferos do Distrito Federal. *Rev. Esc. Minas*, Ouro Preto, v. 54, n. 3, 2001.

STEINICH, B.; MARIN, L.E. Hydrogeological investigations in northwestern Yucatan, Mexico, using resistivity surveys. *Ground Water*, v. 34, n. 4, p. 640–646, 1996.

TÁVORA, B. *Estudo de contaminação do lençol freático por hidrocarbonetos utilizando modelagem computacional*. Brasília: Departamento de Engenharia Civil e Ambiental, Faculdade de Tecnologia, Universidade de Brasília, Dissertação de mestrado, 2010. 78 p.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, Cambridge, 1990. 771 p.

UNESCO/WHO/UNEP. *GroundWater*. Paris. 1992. Disponível em: <  
[http://www.who.int/water\\_sanitation\\_health/resourcesquality/wqachapter9.pdf](http://www.who.int/water_sanitation_health/resourcesquality/wqachapter9.pdf) >.  
Acesso em: 12 de mai. 2013.

WANG, H.F.; ANDERSON, M.P. *Introduction of ground-water modeling: finite difference and finite element methods*. San Francisco: W.H. Freeman and Company:, 1982, 237 p.

ZHOU, Q.Y.J.; SATO, A. Three-dimensional spatial and temporal monitoring of soil water content using electrical resistivity tomography. *Water Resources Research*, v. 37, n. 2, p. 273–285, 2001.

ZOBY, J.L.G.; DUARTE, U. Caracterização hidrogeológica da bacia do Ribeirão Sobradinho – Brasília (DF). *Revista do Instituto de Geociências, USP*, v. 1, p. 79-99, 2001.